Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3me CYCLE

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

FRANÇOIS BARTOLI

Etude Pétrologique et structurale du HAUT-VÉNÉON (MASSIF du PELVOUX)

soutenue le juin 1973 devant la commission d'examen

M M

P. GIRAUD	**Professeur**	**PRÉSIDENT**
P. VIALON	**Maître de Conférence**	**SUFFRAGEANTS**
A. PECHER	**Assistant**	
M. CHENEVOY	**Professeur**	**INVITÉ**

THÈSE

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3me CYCLE

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

FRANÇOIS BARTOLI

Etude Pétrologique et structurale du HAUT-VÉNÉON (MASSIF du PELVOUX)

soutenue le juin 1973 devant la commission d'examen

M M

P. GIRAUD	**Professeur**	**PRÉSIDENT**
P. VIALON	**Maître de Conférence**	**SUFFRAGEANTS**
A. PECHER	**Assistant**	
M. CHENEVOY	**Professeur**	**INVITÉ**

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

"Etre du bond. N'être pas du festin, son épilogue."

René CHAR

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41544309_0034

AVANT-PROPOS,

Ce travail de recherche a été mené avec l'aide et la participation active d'un grand nombre de personnes.

Je tiens tout d'abord à remercier les enseignants de l'Institut Dolomieu dont j'ai apprécié les méthodes pédagogiques cohérentes et dynamiques particulièrement M. R. MICHEL.

Je suis très reconnaissant envers M. P. GIRAUD, qui patronne cette thèse. Sa gentillesse et la confiance qu'il m'a témoignées ont facilité mes recherches.

MM. P. Le FORT (C. R. P. G. Nancy), A. PECHER et P. VIALON m'ont particulièrement aidé dans ma réflexion tout en m'apportant un appui moral.

Les discussions que j'ai eues avec MM. P. M. ANTHONIOZ et J. VERNET m'ont permis de mieux formuler les concepts de blastomylonitisation et de mylonitisation.

J'ai été aussi aidé dans la préparation de ce travail par MM. GIROTRU et PERRIN (tamisage), TELMAT (lames minces), COCHET (tri des minéraux) ; Mmes USELLE et KELLER (analyse chimique des roches totales), MM. AMOSSE de l'Institut d'Electrochimie (analyse des couples biotite-grenat en absorption atomique), G. VIVIER (géochronologie), Mlle BIANCHIN (dactylographie), M. CHABERT (imprimerie).

Ces recherches si passionnantes ont reçu l'appui généreux et très remarquable du Comité scientifique du Club Alpin Français.

Le B. R. G. M. (Service de la Carte géologique) a également fourni une partie des subsides nécessaires aux campagnes de terrain.

TABLE DES MATIERES

pages

INTRODUCTION

I. Situation et principaux traits géographiques du Haut Vénéon 1

II. Situation géologique, buts poursuivis et méthodes 8

PARTIE A : ANALYSE MINERALOGIQUE, PETROGRAPHIQUE et PETROCHIMIQUE .....

Résumé 13

I. Minéralogie et pétrographie des principaux faciès 15
I.1. Les amphibolites 15
I.2. Les gneiss oeillés amphibolitiques 18
I.3. Gneiss oeillés type Bans 20
I.4. Les blastomylonites 20
I.5. Les faciès peu mobilisés de la Lavey 25
I.6. Les gneiss migmatitiques 28
I.7. Les gneiss ocellaires 32
I.8. Les micachistes 36
I.9. Les rhyolites 36
I.10. Les granites 36
I.11. Les filons sécants tardifs 37

II. Etude pétrochimique 39
II.1. Les blastomylonites 40
II.2. Les migmatites et les gneiss ocellaires 40

PARTIE B : ANALYSE DES CRISTALLOGENESES

Résumé 43

I. Métamorphisme et mobilisation anté-blastomylonitiques 45

II. Le métamorphisme blastomylonitique 45
II.1. Les cristallisations liées à la blastomylonitisation 45
II.2. La granulation des plagioclases 46

III. Le métamorphisme à sillimanite et la mobilisation principale 46

III.1. Le métamorphisme principal 47

III.1.1. Etude des paragenèses 47
III.1.2. Cristallochimie et métamorphisme 48
III.1.3. Etude des couples biotite-grenat 53
III.1.4. Rôle des phases fluides vis-à-vis des conditions d'équilibre 58
III.1.5. Détermination de la température et de la pression du métamorphisme principal 61

III.2. Analyse des phénomènes de mobilisation 61

III.2.1. Analyse des phénomènes de diffusion 61
III.2.2. Contrôle de la mobilisation 65

IV. Analyse des phénomènes rétromorphiques 67

IV.1. Les rétromorphoses de fin de mobilisation et celles liées à l'épisode mylonitique "post-hercynien" 67

IV.1.1. Destabilisation des biotites, des amphiboles et des plagioclases 67
IV.1.2. Recristallisation des quartz 68
IV.1.3. Granulation partielle des plagioclases 69
IV.I.4. Recristallisation des biotites 69
IV.1.5. Notion de métamorphisme pénécontemporain de l'épisode mylonitique "post-hercynien" 69

IV.2. Le métamorphisme de contact hercynien 70

IV. 3. Les recristallisations "alpines" 70

IV.3.1. Le métamorphisme à prehnite-pumpellyite 70
IV.3.2. les fentes à quartz 70
IV.3.3. Le stade à laumontite-analcime 70
IV.3.4. Note sur les métamorphismes "alpins" .. 70

PARTIE C : ANALYSE DES DEFORMATIONS

Résumé 71
I. Terminologie 73

II. Analyse chronologique des déformations 75
II.1. L"anté-alpin" 75
II.1.1. Les plis anté-blastomylonitiques 75
II.1.2. La blastomylonitisation 75
II.1.3. Le "strain-slip" St_1 75
II.1.4. La foliation générale 75
II.1.5. Les plis isoclinaux P_1 d'axe nord-sud 78
II.1.6. Les plis P_2 "ouverts" d'axe nord-sud 78
II.1.7. Les plis P_3 d'axe est-ouest 78
II.1.8. Les structures résultant de la mobilisation 78
II.1.9. Les filons aplo-pegmatitiques et lampro-phyriques ... 88
II.2. L"alpin" 88
II.2.1. Les grands bombements de socle d'axeE-W 88
II.2.2. "Strain-slip cleavage" St_2 et première phase de "kink-bands" 88
II.2.3. Localisation des principales déformations "alpines" 88
II.2.4. La schistosité S_3 89
II.2.4.a. Schistosité S_3 et étirement 92
II.2.4.b. Aspect microscopique de S_3 et de la fracturation qui lui est liée 92
II.4.4.c. "Kink-bands", plis en chevrons et schistosité S_3 100
II.2.5. Filons de quartz-épidote 100
II.2.6. La fracturation "alpine" 100
II.2.6.a. Répartition des directions de fractures
II.2.6.b. Grands décrochements et virgations 108
II.2.6.c. La fracturation nord-sud 112

II. 2. 7. "Kink-bands", chevrons et "strain-slip" affectant les fractures feuilletées 112

CONCLUSION 113

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

RESUME

Cette étude est le prolongement des travaux récents de A. BARBIERI, C. GILLOT-BARBIERI, J.Cl. LACOMBE, A. PECHER, P. VIALON, 1970 (étude pétrographique du Pelvoux oriental), R. OZOCAK, 1965 (étude pétrographique du Haut Vénéon), J. VERNET, 1965 (étude de la couverture sédimentaire du massif du Pelvoux) et P. Le FORT, 1971 (géologie du massif du "Haut Dauphiné" - Pelvoux). La région du Haut Vénéon, objet de cette étude, est située dans la partie septentrionale du massif du Pelvoux, qui est l'un des massifs cristallins externes des Alpes occidentales.

Les principaux événements métamorphiques et magmatiques sont les suivants, par ordre chronologique croissant :

- Métamorphisme blastomylonitique antéhercynien se traduisant notamment par la cataclase de minéraux relictuels (plagioclase antiperthitique, hornblende brune, grenat "pyrope", sillimanite prismatique, disthène) et la blastèse de quartz sous forme de séries de plaquettes soulignant la schistosité blastomylonitique. Les conditions approchées de ce métamorphisme sont estimées par A. PECHER, 1970 : P_s = 6,5 à 8,5 kb ; P_{H_2O} = 2 à 4 kb ; T = 600 à 650°C.

- Epanchements régionaux de laves basiques (futures amphibolites).

- Métamorphisme "principal", régional, à biotite-grenat-sillimanite fibreuse-cordiérite, auquel est associée une mobilisation régionale. Les conditions de ce métamorphisme "hercynien" de faciès amphibolite supérieur sont ainsi déterminées : T = 660°C $\pm$ 30°C ; P_{H_2O} = 3,7 à 6,1 kb avec $P_s \geqslant P_{H_2O}$.

-Filons rhyolitiques et granites intrusifs hercyniens (datés dans tout le massif par géochronologie), suivis de leurs cortèges aplo-pegmatitiques et de lamprophyres.

- Dépôts houillers, triasiques et liasiques.

- Métamorphisme post-liasique lié à la schistosité affectant le socle où ils donnent en particulier les "gneiss ocellaires" et les "granites écrasés", et la couverture sédimentaire principalement liasique. Les recristallisations de quartz, de plagioclase en cristaux hexagonaux granulés, de biotite à pléochroïsme de brun délavé à brun sombre, de chlorite, de séricite, d'épidote témoignent d'un métamorphisme de faciès schistes verts supérieur.

- Métamorphisme post-oligocène à prehnite-pumpellyite[1].

- Filons de quartz-épidote.

- Métamorphisme à laumonite-analcime[1].

Du point de vue tectonique des déformations continues et discontinues se superposent à ces événements métamorphiques et magmatiques (cf. résumé de la partie C). Leur axe de raccourcissement maximal est tantôt d'orientation est-ouest, tantôt d'orientation nord-sud.

Nous noterons notamment les plis ouverts anté-mobilisat d'amplitude régionale, d'axe nord-sud. Ils sont tordus à l'"alpin" par une grande virgation d'amplitude régionale (N 20 à N 150). Celle-ci se décompose dans certains secteurs en des suites de petites virgations, d'amplitude kilométrique, à concavité tournée alternativement vers l'Ouest ou vers l'Est. Elles sont liées à de grands décrochements : dextres orientés N 40 et senestres orientés N 130. Toutes ces virgations affectent notamment la schistosité "alpine" qui a affecté le sédimentaire (surtout le Lias) pincé dans le socle, et le cristallin (principalement "gneiss ocellaires" et "granites écrasés").

Deux grands domaines structuraux sont individualisés. Ils sont schématiquement séparés par l'importante faille de décrochement en relais "N 40" Arias-Marian-de-Plat de la Selle (cf. carte structurale en conclusion). Le secteur septentrional est tectoniquement très perturbé. C'est une grande zone de faiblesse du socle. Elle a

1. D'après P. SALIOT, 1973, communication personnelle.

"joué" à plusieurs reprises : schistosité anté-mobilisat des blastomylonites et schistosité "alpine" des "gneiss ocellaires" et des "granites écrasés". Ces schistosités sont affectées par le système de décrochements "N 40" et "N 130", et par la famille de failles senestres d'orientation nord-sud. Le secteur méridional est "calme". Les plis anté-mobilisat et la concentration du mobilisat à la base des amphibolites sont notamment aisément identifiables.

ABSTRACT

This study is the prolongation of recent works of A. BARBIERI, C. GILLOT-BARBIERI, J. Cl. LACOMBE, A. PECHER, P. VIALON, 1970 (petrographic study of western "Pelvoux"), R. OZOCAK, 1965 (petrographic study of "Haut Vénéon"), J. VERNET, 1965 (sedimentary rocks' study of "Pelvoux" group) and P. le FORT, 1971 ("Haut Dauphiné or Pelvoux" group's geology). The "Haut Vénéon", our studies' area, is located in the northern part of "Pelvoux" group, itself one of the outer crystallins alpine groups' components.

The main metamorphic and magmatic occurences are the follower, by increasing chronologic order :

- Blastomylonitic metamorphism , being especially shown by old minerals' cataclasis (antiperthitic feldspar, brown hornblend,"pyrope" garnet, prismatic sillimanite, kyanite) and a quartz crystallisation in plaquettes' series underlining blastomylonitic schistosity. The approximate conditions of this metamorphism are gived by A. PECHER, 1970 : P_s = 6, 5 to 8, 5 kb ; P_{H_2O} = 2 to 4 kb ; T = 600 to 650°C.
- Regional basic lavas' outflows (future amphibolites).
- "Main" metamorphism (regional) with biotite-garnet-fibrous sillimanite-cordierite tiying with a regional "hercynien" migmatisation. The conditions of this upper amphibolite facies' metamorphism are of : T = 600°C ± 30°C ; P_{H_2O} = 3, 7 to 6, 1 kb with $P_s \geqslant P_{H_2O}$.
- Rhyolitic sills hercynian intrusive granites (dated in all "Pelvoux" group by geochronology) followed by their aplo-pegmatitic and lamprophyric suites.
- Carboniferous, triasic and liasic deposits.
- Post liasic metamorphism bending with the schistosity affecting at the same time the crystalline basement where it gives especially "ocellate gneisses" and "flattened granites" and the sedimentary covering (mainly liasic rocks). The crystallogenesis of quartz, plagioclase ("granulation" : hexagonal crystals), biotite (pleochroïsm : faded-brown to dark-brown), chlorite, sericite, epidote give evidence to the relative intensity of this upper green schists facies' metamorphism.
- Prehnite-pumpellyite post-oligocène metamorphism[1].
- Quartz-épidote sills.
- Laumontite-analcime metamorphism[1].

Continue and discontinue deformations are surimposed on these metamorphic and magmatic occurences (see part's C abstract). Their maximal shortning axis Z has sometimes an East-West orientation or sometimes a North-South one.

We shall especially draw the open ante-mobilisat folds, of regional amplitude, the axis of which has a North-South direction. They are folded by a great "virgation" (N 20 to N 150). In some areas, this "virgation", the amplitude of wich is regional, is resolving on little "virgations" ' suites, of kilometric amplitude, the concavity of which being turned alternatively towards East or towards West. These "virgations" are bending with great decrochement faults : dexter with a N 40 direction and senester with a direction N 130. All these "virgations"

---

1. after P. SALIOT, 1973, private communication.

especially affect "alpine" schistosity located in the crystalline basement (mainly "ocellate gneisses" and "flattened granites") and in the sedimentary covering, pinched in the basement (mainly liasic rocks).

Two wide structural areas individualized. They are schematically separated by the mainer decrochement fault "N 40" "Arias-Mariande-Plat de la Selle" (faults' relays ; see structural map in conclusion). The nothern area is very tectonised. That is a wide weakness basement's area which has ben "active" at several geological times : "blastomylonites" ' ante-mobilisat schistosity on the one hand and "ocellate gneisses" and "flattened granites" ' alpine schistosity on the other hand. These schistosities are both affecting by the decrochment "N 40" and "N 130" faults system and by the senester "N O" faults' family. The southern area is "quiet". The ante-mobilisat folds and mobilisat's concentration at the amphibolites' basis are especially identified without difficulty.

INTRODUCTION

—

I. SITUATION ET PRINCIPAUX TRAITS GEOGRAPHIQUES DU HAUT-VENEON

I.1. Localisation géographique et géologique

Les "massifs cristallins externes", fragments d'une ancienne chaîne d'âge paléozoïque, incorporés au plissement plus récent de l'arc alpin, sont, du nord au Sud : l'Aar-Gothard, le Mont-Blanc, les Aiguilles Rouges, la chaîne de Belledonne, les Grandes Rousses, le massif du Pelvoux et le Mercantour.

Ces massifs sont situés entre les chaînes subalpines à l'Ouest et les Alpes internes à l'Est (Pl. 1).

La région qui fait l'objet de ce travail appartient à la partie nord ouest du massif du Pelvoux, c'est-à-dire à celle dont les eaux sont drainées par le Vénéon (zone encadrée sur la Pl. 1).

I.2. Principaux traits géographiques de la région

I.2.a. Action glaciaire quaternaire et actuelle

Ce sont les processus d'érosion glaciaire qui ont fixé le modelé du massif, au cours du dernier million d'années.

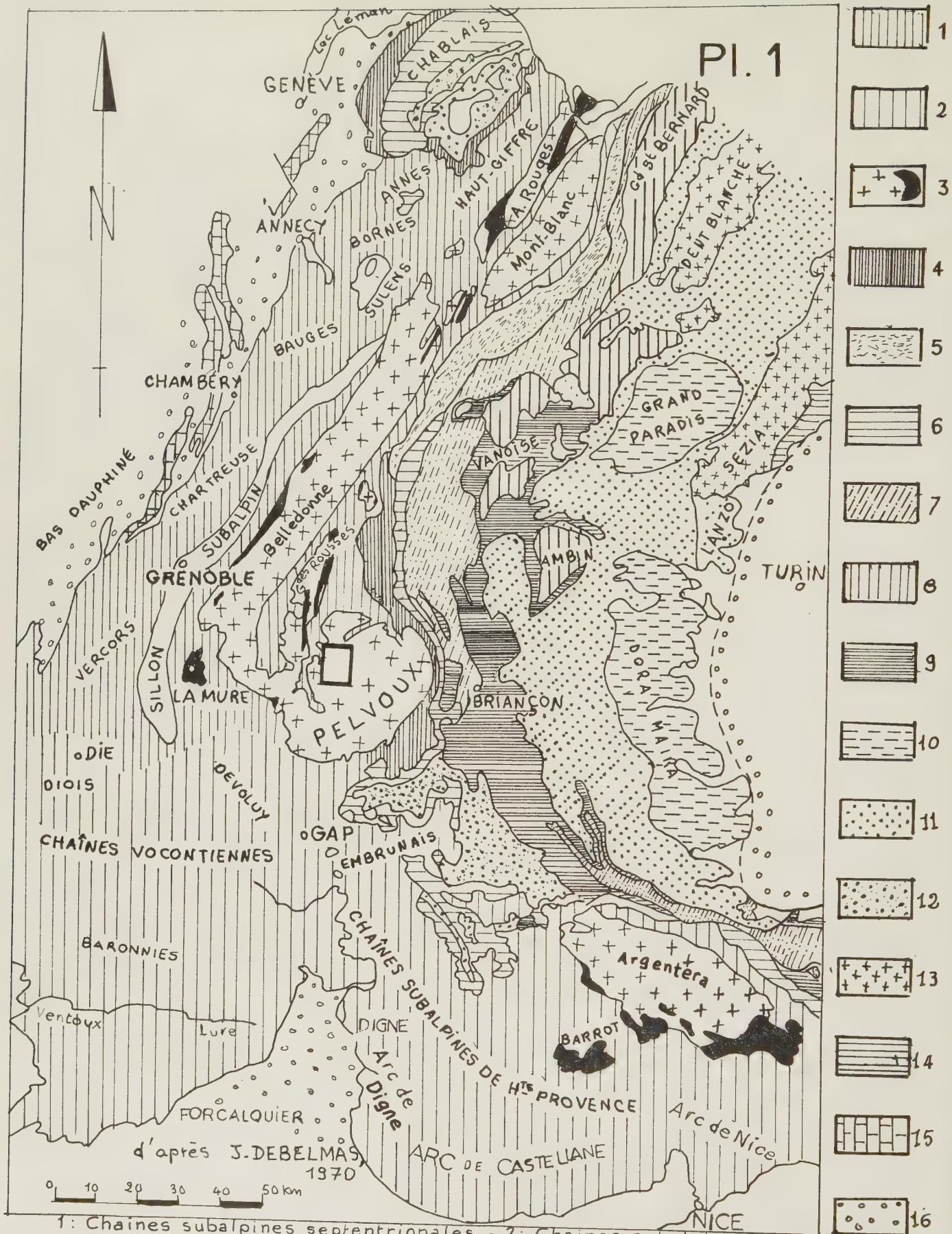
La disparition de très grands glaciers date d'environ 10 000 ans : à cette époque la limite d'alimentation des glaciers s'est progressivement relevée de 1 400-1800 m à 3 000 m (valeur actuelle).

Cirques, vallées, lacs et dépôts glaciaires sont les témoins les plus marquants de ces grands glaciers qui, en polissant les roches encaissantes leur ont aussi laissé les traces striées de la direction de leur reptation parallèlement aux vallées actuelles (Selle, Lavey).

Les cirques glaciaires sont situés pour la plupart entre 2 000 et 3 000 m d'altitude : cirques de l'Alpe du Pin, du Soreiller, du Plat de la Selle ..., glaciers de cirque de la Selle ou du Lanchâtra et du Montagnon ... .

Les vallées glaciaires sont profondes et harmonieuses. Leur profil est parfois marqué de verrous ou d'ombilics dus à des stades successifs de retraits ou à des changements notables de la résistance du matériau encaissant. Le verrou rocheux, dans le granite de La Bérarde, qui barre le glacier de la Selle et prolonge l'arête de la tête sud du Replat en est un exemple actuel.

Les vallées secondaires sont suspendues - avec cascade finale - du fait du raccord glaciaire initial avec le glacier principal du Vénéon : 300 à 400 m pour



1: Chaînes subalpines septentrionales - 2: Chaînes subalpines méridionales - 3: Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers - 4: Zone ultra-dauphinoise - 5: Zone valaisane - 6: Zone subbriançonnaise - 7: Zone houillère briançonnaise - 8: Zone Vanoise, Mont Pourri (Permo-houiller briançonnais métamorphique) - 9: Mésozoique briançonnais - 10: Massifs cristallins internes piémontais - 11: Zone des Schistes lustrés piémontais - 12: Nappes du Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Simme st. - 13: Zone Sesia - 14: Zone d'Ivrée - 15: Jura - 16: Bassins molassiques périalpins.

le torrent du Diable ou celui de la Mariande (Pl. 2)

Les lacs glaciaires ont disparu dans les grandes vallées par remplissages post-glaciaires. Seuls quelques-uns subsistent : lac des Bêches (rive gauche de la Lavey), lac du front de l'actuel glacier de la Lavey.

Chaque vallon ou cirque possède très souvent un système de moraines latérales et parfois frontales dont les témoins les plus spectaculaires sont liés à un retrait très récent des glaciers (glacier de la Selle ou glacier du Pierroux).

Les dépôts glaciaires anciens, fortement remaniés par l'érosion et souvent recouverts d'éboulis récents, se reconnaissent difficilement (base du cirque de l'Alpe du Pin, environs immédiats de Saint-Christophe-en-Oisans).

La répartition actuelle des glaciers est représentée sur la Pl. 2 (orohydrographie).

Le Haut-Vénéon, dont l'altitude moyenne est de 2 600 m, est la partie la plus englacée du massif du Pelvoux. Cependant l'altitude n'est pas encore suffisante pour permettre une certaine extension aux glaciers actuels.

De plus les facteurs climatiques actuels ne sont pas aussi favorables à l'extension de masses glaciaires que ceux de massifs plus septentrionaux (3,26 m de neige par an à Saint-Christophe, trois fois plus au Tour, village situé à la même altitude que la vallée de Chamonix).

Ainsi le fort recul des appareils glaciaires au cours des deux cents dernières années se manifeste, dans le Haut-Vénéon, par l'isolement de petits glaciers de versant suspendus en amont du glacier principal comme ceux de rive gauche du glacier de la Selle ou encore par le caractère de "relique" de certains glaciers suspendus, comme celui des Côtes du Loup (rive gauche du torrent de la Mariande).

Ce recul semble avoir été régulier, de près de 10 m par an, sauf de 1910 à 1930 où une phase de stabilisation a permis une progression de près de 150 m pour certains glaciers comme celui de la Selle (voir fiches des glaciers alpins : R. VIVIAN, in Géographie Alpine), suivie par une accélération du recul qui paraît récemment s'amortir dans cette partie septentrionale du massif du Pelvoux et même repasser à une phase d'équilibre.

Il faut cependant attendre un laps de temps suffisant (de l'ordre de la dizaine d'années) afin de confirmer cette phase actuelle de stabilisation glaciaire.

I. 2. b. Erosion post-glaciaire

Elle constitue généralement un ensemble de processus de réadaptation aux conditions actuelles de disparition des grands glaciers dont il ne subsiste plus que des reliques souvent suspendues.

- L'action cryoclastique est spectaculaire en haute montagne mais est assez localisée ou bien se combine à celle de la pesanteur.

- Les éboulements sont le témoignage du rôle fondamental joué par l'érosion due à la pesanteur et souvent contrôlée par l'état de fracturation de la roche. Ils sont parfois spectaculaires : gigantesque éboulement du Plan du Lac qui a barré il y a quelques centaines d'années la vallée du Vénéon et y a créé un lac naturel; écroulement de la fameuse brèche Zsigmondy à la Meije le 15 mai 1964.

Les collecteurs des chutes de pierres (et des avalanches) sont déterminés par des zones de cassures rectilignes qui servent aussi de voies préférentielles vis-à-vis de l'écoulement de l'eau. Tous les ruisseaux-collecteurs d'éboulis (et d'avalanches) du vallon de la Selle, orientés N-S par la fracturation principale du secteur, en sont des exemples frappants.

Les moraines latérales sont écrêtées par les éboulis récents - et ce d'autant plus qu'elles sont plus anciennes.

Certains éboulis anciens se stabilisent par envahissement des premiers végétaux colonisateurs, mais sont souvent repris par des éboulis "vifs".

- L'eau a une action érosive tenace et puissante : les actions de transport (nivellement des creux ; Plan du Lac, Mariande ...) et d'érosion sont synchrones et considérables.

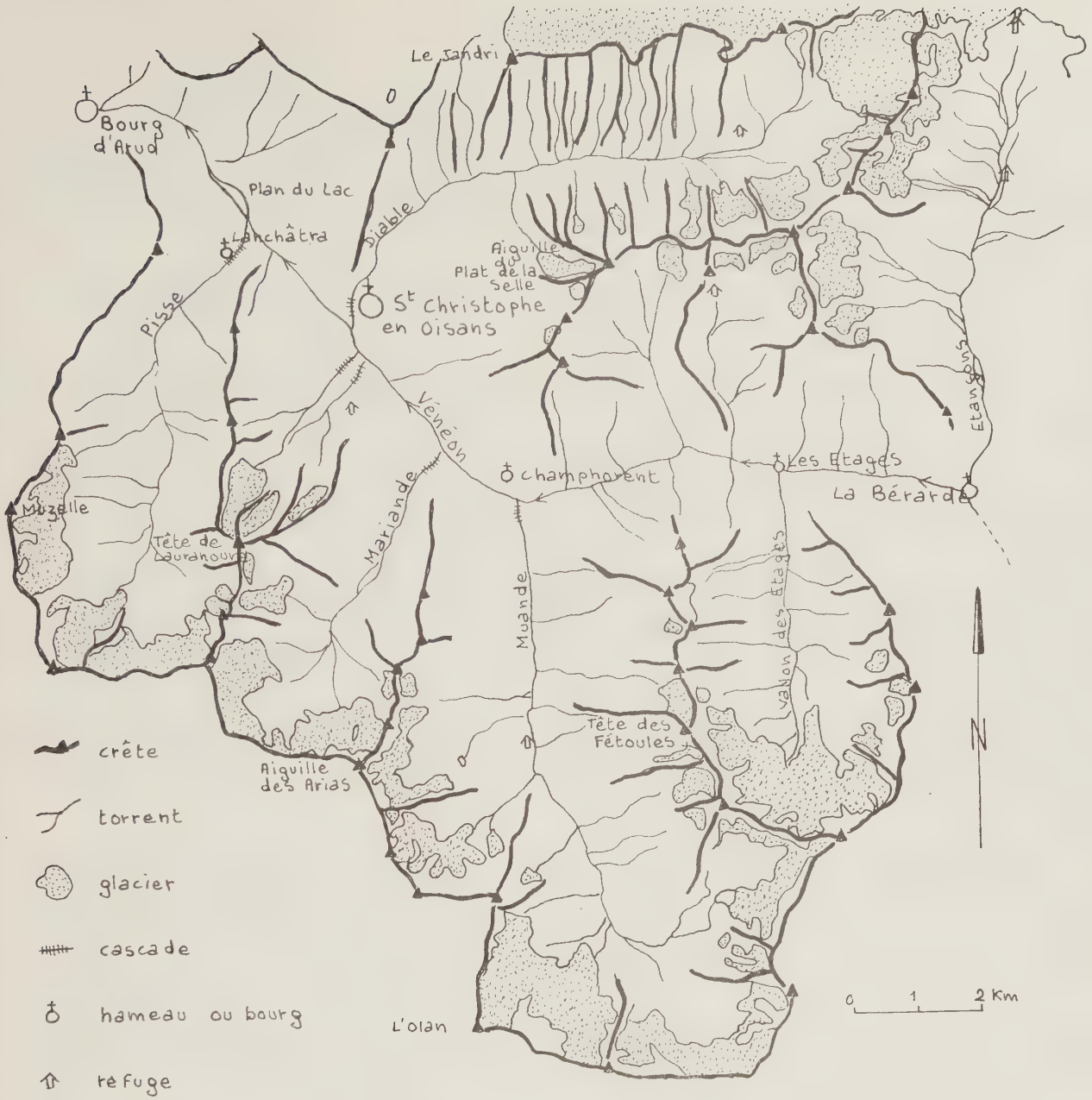
L'écoulement torrentiel est abondant et fortement contrasté puisqu'il est de régime glaciaire ou nival. Les débits du Vénéon les plus puissants ont lieu en août : jusqu'à 80 m^3/s !

L'érosion torrentielle est fonction de la résistance de la roche encaissante. Ainsi dans la vallée du Vénéon, juste en amont de Champhorent (Pl. 2), le profil torrentiel se modifie brutalement au contact des masses granitiques orientales de La Bérarde (équantes et très dures d'où une érosion homogène) avec l'ensemble des gneiss très schistifiés de Champhorent (forte anisotropie déterminée par une alternance millimétrique ou centimétrique de niveaux phylliteux et de niveaux plus siliceux facilitant les micro-glissements plan sur plan et l'érosion différentielle).

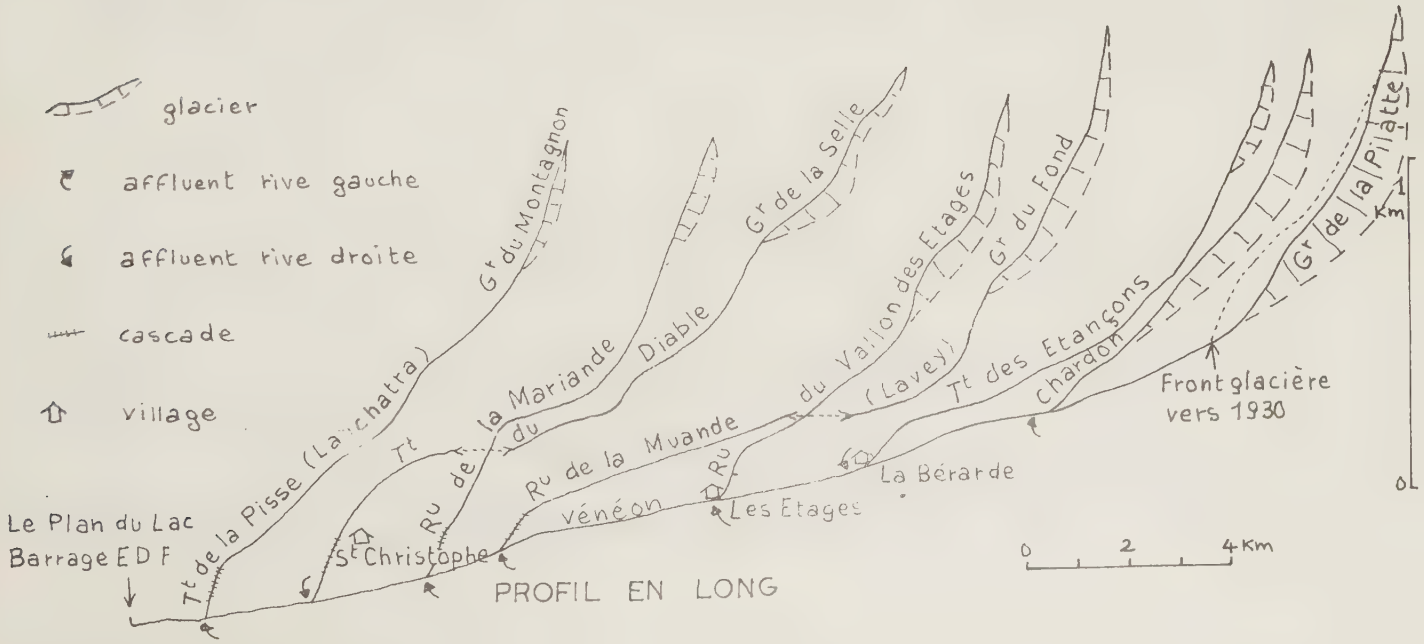
Le parallélisme des torrents du Chardon et des Etançons, qui coulent pourtant en sens opposé, est dû à leur écoulement permanent dans les granites (érosion homogène).

Le profil de la Mariande est encore typiquement glaciaire (la vallée d'axe SW-NE étant très encaissée, c'est une des zones où l'érosion post-glaciaire a dû être des plus tardives) : bassin de réception à pente forte, zone d'accumulation à replissage alluvial actuel, cascade finale.

Les torrents du Diable, de la Pisse ou de la Muande ont des profils assez semblables : il suffit de noter que plus ils sont courts, plus forte est la pente (29 % pour la Mariande).



OROHYDROGRAPHIE PI. 2



I.2.c. Géographie humaine

La notion d'exposition est très importante : une pente à 30 % vers le Sud recevra 97 % de la chaleur solaire, alors qu'une pente à 45 % vers le Nord n'en recevra que 19 % (in P. Le FORT, 1971).

L'insolation a néanmoins souvent été sacrifiée afin d'être à l'abri des dangers naturels et à proximité des champs.

Le Clot d'en Bas ne reçoit l'hiver que quelques rayons intermittents qui jouent derrière la tête de la Caborne, le Canard et le Caneton.

Lanchâtra (actuellement inhabité mais transformé en village de vacances par le C.I.H.M.) est privé de soleil du 25 novembre au 15 janvier.

Les conditions rudes des zones montagnardes sont très marquées dans le Haut Vénéon où la neige dure six mois pleins. Il s'ensuit un dépeuplement rapide : à Saint-Christophe, 600 habitants permanents en 1840, 200 en 1950, 60 actuellement.

L'alpinisme d'été permet à de nombreux habitants de demeurer chez eux au moins durant la période estivale où ils exercent les professions de guides, gardiens de refuge, commerçants.

Certains même, pendant qu'ils exercent leur métier de guide, laissent paître leurs troupeaux de moutons en liberté dans un haut vallon (Alpe du Pin, vallon de la Pisse). Le ravitaillement en sel est assuré deux fois par semaine. L'hiver ils se replient à Bourg d'Oisans avec leurs troupeaux.

Quant au "tourisme-providence", il s'agit d'un mythe. Les promoteurs, non montagnards, ne songent qu'à rentabiliser les stations qui n'offrent que peu d'emplois aux autochtones toujours condamnés à émigrer.

Les risques de destruction des sites sont graves en raison des installations plus ou moins anarchiques de stations touristiques d'été ou d'hiver et du départ des montagnards. Celui-ci favorise l'érosion avalancheuse et efface une partie du paysage lentement façonné par l'homme et par là-même en harmonie avec le milieu naturel.

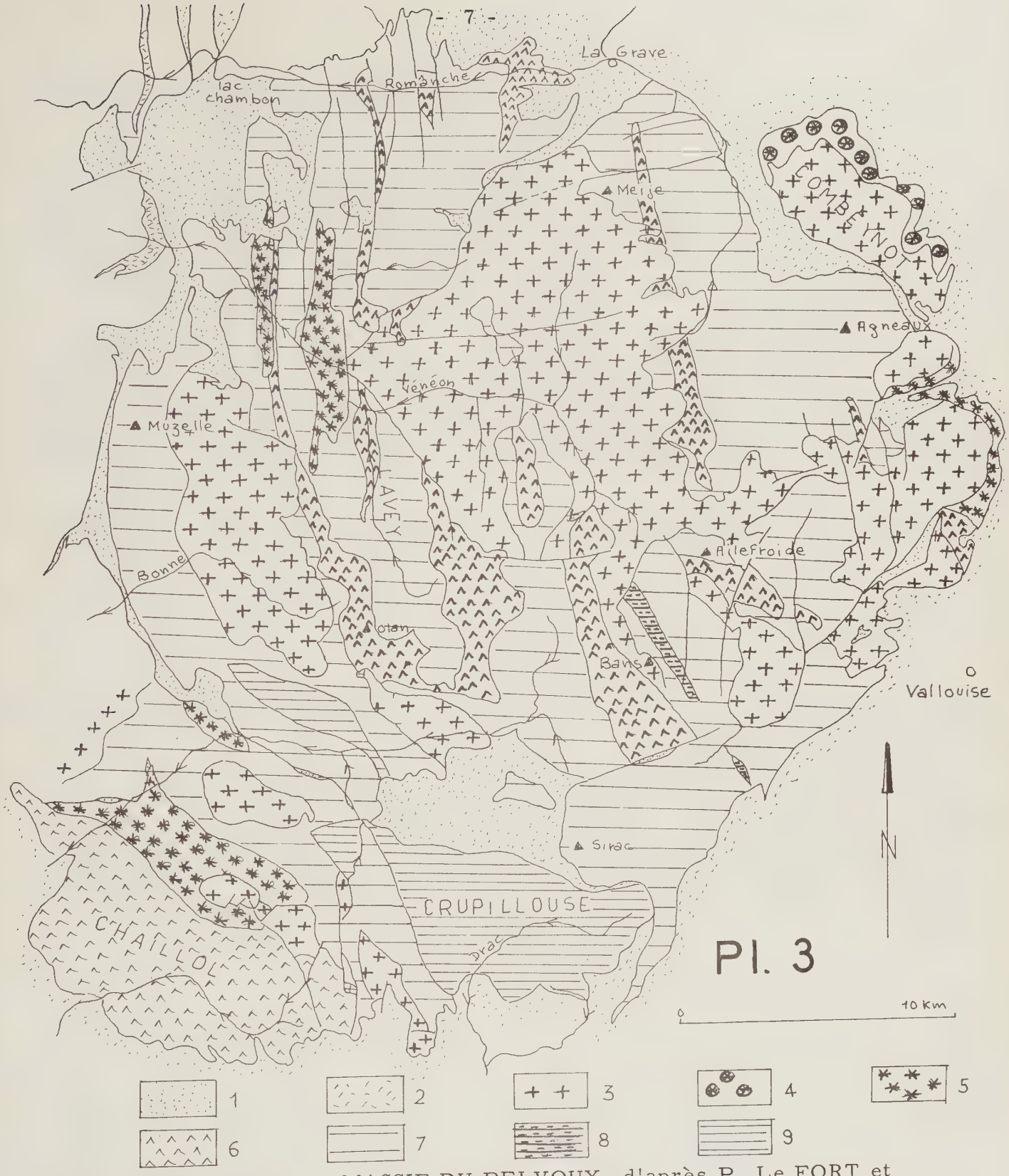
I.3. Les dangers naturels

Nous avons vu qu'ils étaient nombreux et redoutables.

L'autochtone les prévient en endiguant le Vénéon à La Bérarde et aux Etages, en installant ses habitations à l'abri des chutes de pierres et d'avalanches.

Néanmoins les risques ne sont pas totalement écartés. Ainsi l'avalanche de 1934 de l'Alpe du Pin tombant dans le Vénéon en face des Granges a arraché tous les toits du village de Saint-Christophe-en-Oisans.

De la sorte la connaissance des "risques naturels" s'impose et on peut



SCHEMA STRUCTURAL DU MASSIF DU PELVOUX, d'après P. Le FORT et A. PECHER, 1971

Légende : 1 : terrains sédimentaires secondaires et tertiaires ; 2 : houiller ; 3 : granites intrusifs hercyniens ; 4 : gneiss volcano-détritiques du Combeynot (C) ; 5 : gneiss ocellaires probablement volcano-détritiques C ; 6 : série corticale du Chaillol et amphibolites du noyau (ensemble B) ; 7 : migmatites acides du noyau = socle A plus ou moins mobilisé B ; 8 : linéament de Peyre-Arguet - La Pilatte (A) ; 9 : orthogneiss de Crupillouse (A).

espérer que les études en cours du Génie rural et des Eaux et Forêts se généraliseront afin de mettre au point les cartes locales des risques naturels indispensables à tout futur utilisateur de la montagne.

Les couloirs d'avalanches et d'éboulis seront à noter en premier lieu. Ensuite, d'après l'état de fissuration et la texture des roches, il conviendrait de distinguer trois grandes zones : les zones homogènes, par exemple dans les granites équants ; les zones à orientation préférentielle telles que les gneiss ; les zones très schistifiées telles que les mylonites où les glissements plan sur plan peuvent être importants.

Le secteur Plan du Lac - Le Puy est le plus dangereux car crevassé et lardé de grandes fractures parallèles à l'axe du Vénéon, tendant à s'ouvrir au niveau des grandes falaises et à faire basculer des pans entiers de montagne. La schistosité intense, subperpendiculaire à la vallée, joue le rôle de catalyseur vis-à-vis de l'érosion : circulation préférentielle de l'eau le long des plans de schistosité.

L'enquête doit par ailleurs tenir compte de l'expérience des montagnards.

II. SITUATION GEOLOGIQUE, BUTS POURSUIVIS ET METHODES

II. 1. Situation "historique" du présent travail

L'étude synthétique des relations cristallin-sédimentaire du massif du Pelvoux a été remarquablement abordée par J. VERNET (1965 et travaux ultérieurs).

P. Le FORT (1971) dans une étude structurale et pétrologique du massif du Pelvoux (nommé par lui massif du Haut-Dauphiné) met en évidence deux grandes unités métamorphiques : une écorce non mobilisée, un noyau moyennement à fortement mobilisé, et propose avec A. PECHER (1971) un schéma structural cohérent du massif que F. CARME (1971) étend aux massifs du Taillefer et de Belledonne. Nous le présentons sur la Pl. 3. Les modifications apportées résultent des derniers travaux, inédits, d'A. PECHER.

Les principales unités actuellement distinguées dans le socle anté-houiller sont :

- des granites hercyniens, rattachés soit à une lignée albitique, soit à une lignée monzonitique ;
- un ensemble volcano-détritique acide, assez peu métamorphique, non mobilisé, d'âge dévono-dinantien possible : "ensemble C" (Combeynot). Y ont été rattachés, à cause de leur aspect "détritique" différents faciès de "gneiss ocellaires". Il s'agit de roches très schistifiées à petits ocelles millimétriques arrondis ou maygdalaires, quartzeux ou le plus souvent feldspathiques;

- un "ensemble B", polymétamorphique représenté par la série corticale du Chaillol et les amphibolites du noyau;

- un "ensemble A" auquel peuvent être rattachés :
  . les panneaux résiduels de migmatites acides, à l'état de paléosomes polymétamorphiques au sein des migmatites B ;
  . les gneiss oeillés de Crupillouse, qui seraient d'anciens granites

NORD

TECTONOGRAMME SCHÉMATIQUE DU HAUT VÉNÉON

décrochement N 60 du Plat de la Selle

décrochement N 120 de Lauranoure

décrochement N 30 des Arias

1 km

0

fig. 1

Antiforme de la Lavey - St Christophe (intégration de plis P_2, d'amplitude métrique)

SUD

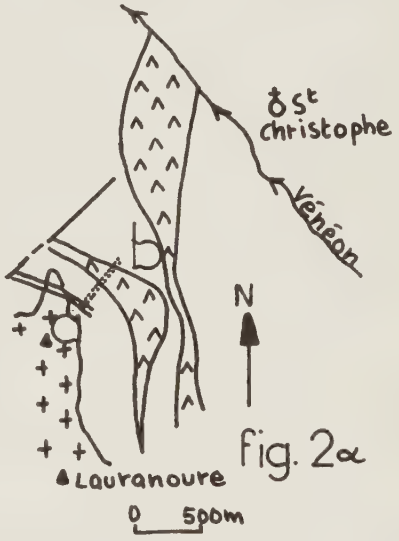


fig. 2α

COUPE SCHEMATIQUE DE L'ALPE DU PIN

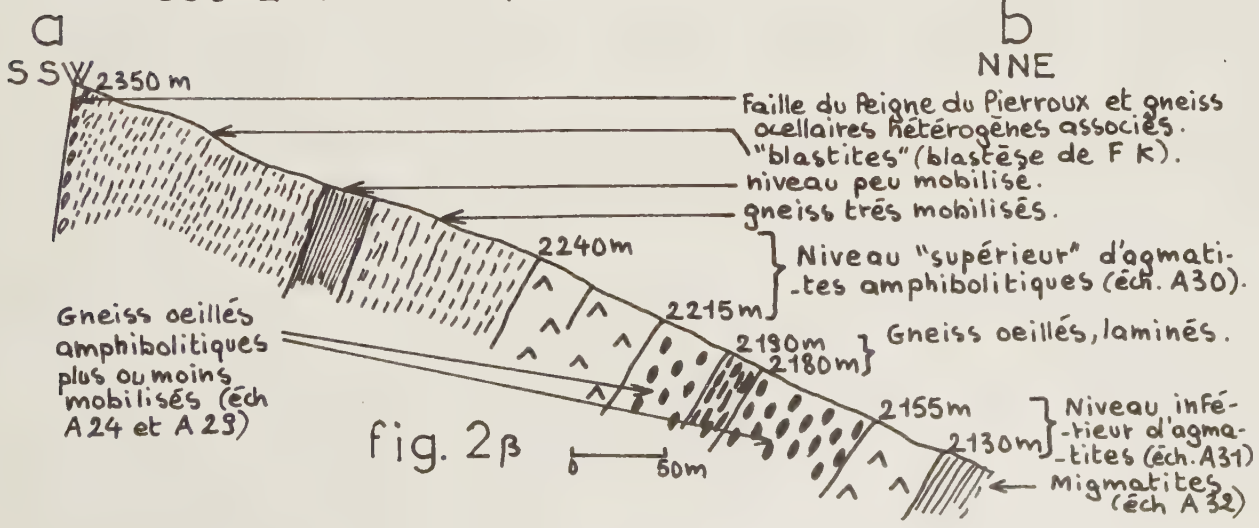


fig. 2β

antérieurs à la migmatisation B ;

. les gneiss acides, type Peyre-Arguet/La Pilatte, à structure granulitique, déjà polymétamorphiques avant la migmatisation B.

Du point de vue tectonique, trois phases principales ont été mises en évidence : une phase isoclinale d'axe N-S, une phase de plis à axes confus (direction générale SW-NE), enfin une torsion généralisée selon un axe sensiblement vertical, d'âge alpin probable.

II. 2. Problèmes posés, buts poursuivis

La relation entre les gneiss ocellaires d'origine volcano-détritique probable et les gneiss de l'ensemble de la Lavey, qui ont subi par endroits deux migmatisations séparées l'une de l'autre par un épisode volcanique basique (A. PECHER, inédit), était difficile à mettre en évidence du fait d'un phénomène d'accordance généralisée et d'une fracturation intense.

Provisoirement P. Le FORT pensait que "les formations volcano-détritiques de l'Alpe du Pin- Plan du Lac forment deux vastes bandes méridiennes, pincées dans le vieux socle".

P. Le FORT, en accord avec P. VIALON puis P. GIRAUD, m'avait donc proposé de travailler dans cette zone structuralement très perturbée afin de mieux cerner l'origine et la mise en place de ces fameux "gneiss ocellaires".

J'ai intégré l'étude de ce problème dans l'étude pétrologique et structurale du haut bassin du Vénéon sur lequel j'ai travaillé depuis l'été 1970.

II. 3. Méthodes de travail

J'ai effectué de 1969 à 1972 une série d'excursions dans les massifs cristallins externes :

- partie orientale du massif du Pelvoux : Eychauda avec J. Cl. LACOMBE ; Arsine et Bans avec A. PECHER ;
- partie occidentale : Valjouffrey, Muzelle avec Y. GROS ;
- partie méridionale : Valgaudemar lors d'une excursion post-thèse de P. Le FORT ; Crupillouse ;
- massif de Belledonne : Beaufortain avec Y. GROS ;
- massif des Aiguilles Rouges avec E. Von RAUMER, P. BELLIERE et la Société des pétrographes suisses.

Pour le Haut Vénéon, notre secteur d'études, les méthodes ont consisté en un levé géologique détaillé (relations entre les différents types de roches, étude des phénomènes de mobilisation ...) et une analyse structurale de déformations.

Les études complémentaires de laboratoire ont consisté en une étude minéralogique, pétrologique et structurale de soixante lames minces, en tri de minéraux (biotites-grenats) de cinq échantillons en vue de l'étude géothermométrique de la mobilisation principale. Des zircons et des sphènes ont été séparés sur trois échantillons pour une étude géochronologique. Enfin onze analyses chimiques des principaux faciès complètent celles de P. Le FORT concernant le secteur étudié.

II. 4. Terminologie générale

Nous ne définirons ici que le terme de cycle orogénique pris dans le sens étendu que lui donne WEGMANN (1938) lorsqu'il cherche à grouper la succession des épisodes qui ont conduit à l'édification d'une chaîne de montagnes, qui arasée ne formera plus qu'un vieux socle sur lequel viendront se déposer les sédiments du cycle suivant.

Les termes techniques utilisés au cours de notre étude seront successivement définis au fur et à mesure de leur utilisation.

II. 5. Présentation du travail

Un résumé sera donné en tête de chaque chapitre.

Ce travail est subdivisé en trois grandes parties :

- la première, plutôt analytique et descriptive, regroupe les analyses minéralogique et pétrographique des différents faciès du Haut Vénéon. Une corrélation géochimique avec les ensembles analogues des autres parties du massif du Pelvoux est ébauchée dans l'analyse pétrochimique;

- la deuxième partie consiste en une étude chronologique des différents métamorphismes : métamorphisme de haute pression, métamorphisme blastomylonitique, métamorphisme de haute température, mobilisation principale et phénomènes rétromorphiques ;

- la troisième partie touche à l'analyse structurale des déformations continues et discontinues.

Enfin nous synthétiserons les résultats pétrologiques et structuraux en situant les uns par rapport aux autres les différents phénomènes sédimentaires, volcaniques, tectoniques et métamorphiques.

PARTIE A : ANALYSE MINERALOGIQUE, PETROGRAPHIQUE et PETROCHIMIQUE

I : MINERALOGIE et PETROGRAPHIE DES PRINCIPAUX FACIES

II : ETUDE PETROCHIMIQUE

RESUME

1. Lors de l'analyse minéralogique et pétrographique, les faciès suivants sont successivement étudiés :

- les formations amphibolitiques ;
- les gneiss oeillés amphibolitiques, P. Le FORT, 1971 ;
- les gneiss oeillés type Bans, A. PECHER, 1970 ;
- les blastomylonites ou "gneiss de Peyre-Arguet" d'A. PECHER, 1970 ;
- les gneiss peu mobilisés de la Lavey, P. Le FORT, 1971 ;
- les gneiss migmatitiques (rubanés et amygdalaires) ou "embréchites oeillées-rubanées de Saint-Christophe de R. OZOCAK, 1965,ou "gneiss de Béassac du complexe intermédiaire" de C. GILLOT-BARBIERI, 1970.
- les gneiss ocellaires :
  - . gneiss ocellaires hétérogènes,
  - . gneiss ocellaires s. str. ou "gneiss du Plan du Lac" de R. OZOCAK, 1965, ou "porphyroïde arkosique" de J. Cl. LACOMBE, 1970, ou "gneiss de Villar Loubière" de P. Le FORT, 1971 ;
- les micachistes ;
- les rhyolites ou "rhyolites massives" et "porphyroïdes schisteuses de R. OZOCAK, 1965 ;
- les granites écrasés ou "granites d'anatexie" de R. OZOCAK, 1965, ou "granites du Gioberney" de P. Le FORT, 1971 ;
- les filons sécants tardifs : aplo-pegmatites et lamprophyres.

2. Une étude pétrochimique est entreprise sur les faciès acides de notre terrain - analyses données par R. OZOCAK, 1965, P. Le FORT, 1971 et nous-même - et sur les faciès équivalents du massif du Pelvoux - analyses données par P. BELLAIR, 1948, A. PECHER, 1970, J. Cl. LACOMBE, 1970 et P. Le FORT, 1971.

Le diagramme "K/Na" (en fait (Al+Fe+Ti)/3 - K fonction de (Al+Fe+Ti)/3 - Na) de Moine et de la Roche, 1968, permet d'individualiser deux groupes de blastomylonites :

- le premier correspond aux faciès gneissiques ou "faciès sombre" d'A. PECHER, 1970. Il tombe dans le domaine des pélites ;
- le second rassemble les faciès leptynitiques ou "faciès clair à

flammèches grossières" d'A. PECHER, 1970. Il chevauche largement le domaine des arkoses.

Cette dualité, très tranchée, a très vraisemblablement une signification génétique. Nous avançons en particulier l'hypothèse d'un ancien mobilisat témoin d'un phénomène anatectique antérieur à l'épisode blastomylonitique pour les faciès leptynitiques ; les faciès gneissiques correspondraient au paléosome de ces migmatites.

L'examen du diagramme "K/Na" permet en plus d'observer que :

- le champ des gneiss rubanés migmatitiques "recoupe" ceux de tous les autres faciès,
- le domaine rhyolitique sépare nettement d'un côté les gneiss ocellaires hétérogènes et de l'autre gneiss amygdalaires et gneiss ocellaires s. str. . Les premiers sont largement situés dans le domaine des pélites alors que le groupe des gneiss amygdalaires tombe dans le domaine des arkoses et celui des gneiss ocellaires s. str. chevauche les domaines volcanique et arkosique.

Nous mettons en évidence le rôle de la migmatisation qui tend à déplacer les points représentatifs du domaine pélitique vers le domaine arkosique.

L'étude du diagramme chimico-minéralogique de la Roche, 1964, permet de mettre en évidence :

- une fraction minéralogique colorée plus importante dans les gneiss amygdalaires que dans les migmatites et les gneiss ocellaires s. str.
- une nette séparation du domaine des gneiss ocellaires hétérogènes de ceux, pratiquement confondus, des migmatites (rubanées et amygdalaires) et des gneiss ocellaires s. str.

Nous avançons l'hypothèse du rôle d''horizon d'accumulation" joué par certains gneiss ocellaires hétérogènes lors du lessivage de Ca et de Na des zones intensément fracturées.

L'ensemble des migmatites est interprété comme une ancienne série pélitique et marneuse avec intercalations locales de bancs gréseux.

Les gneiss amygdalaires correspondraient à d'anciennes pélites gréseuses ou/et d'arkoses micacées.

Les gneiss ocellaires hétérogènes pourraient provenir d'anciens niveaux pélitiques ou d'anciennes alternances argilo-marneuses ou marno-gréseuses.

Les gneiss ocellaires s. str. du Combeynot, J. Cl. LACOMBE, 1970, dont les points représentatifs sont tous liés dans le domaine volcanique, pourraient être d'origine volcano-détritique : tufs rhyolitiques mêlés à des sédiments arkosiques.

Les gneiss ocellaires s. str. du Vénéon et de Villar Loubière représenteraient d'anciens grès psammitiques et pélitiques.

CHAPITRE I : MINERALOGIE et PETROGRAPHIE DES PRINCIPAUX FACIES

I.1. Les amphibolites

Nous nous référerons à l'étude complète qu'en a faite P. Le FORT (1971, p. 161 à 190). Avec lui nous distinguerons les amphibolites massives, les amphibolites rubanées, les agmatites amphiboliques, les boules amphibolitiques à structure concentrique et les gneiss amphiboliques. Tous les termes de passage existent entre ces variétés, principalement entre les trois premières, au sein d'un même niveau amphibolique.

L'amorce de la migmatisation principale se matérialise par la présence dans les amphibolites massives de veinules granitiques ou diorites anastomosées. Les boules amphibolitiques à structure concentrique et les agmatites représentent les stades les plus avancés de la mobilisation ; on les observe surtout au Sud de la région étudiée.

Nous avons procédé à l'étude microscopique des lames A 30, A 31, S 08, D 07, F 01 [1] représentant toutes les amphibolites massives et rubanées.

Des reliques de pyroxène (augite) ont été observées sur des faciès analogues par P. Le FORT.

Nous avons déterminé les caractères de l'amphibole[2]. La plus fréquente est une hornblende verte très magnésienne, à 80 % de Mg/CMg+ Fe+Mn+Ti selon TROGER, 1959. Pour dix cristaux :

2 V = -70 à -84° ; moyenne : -78° ; valeur la plus fréquente : -76°.

Ng∧C = 21 à 27° ; moyenne : 24° ; valeur la plus fréquente : 22°.

Nous avons aussi noté la présence d'hastingsites (Fe/Fe + Mg = 80 % selon TRÖGER, 1959). Pour quatre individus :

2 V = -22 à -46° ; moyenne : -33° ; valeur la plus fréquente : - 22°.

Ng∧C = 16 à 27° ; moyenne : 20° ; valeur la plus fréquente : 16°.

La teneur en anorthite du plagioclase varie de 22 à 55 % (moyenne de treize individus : 48 % ; valeur la plus fréquente : 40 %). Les lois de macles sont les suivantes, par ordre de fréquence décroissante : albite (5), albite-ala (4), albite-péricline (3), albite-carlsbad (1).

---

1. Les coordonnées des échantillons cités dans le texte sont données en annexes.

2. L'amphibole de l'échantillon F 01 est une hornblende verte ferro-magnésienne : 2 V = -70° ; Ng∧C = 16° ce qui correspond à une teneur de Mg/Mg+ Mn+Fe+Ti de 55 %. Des lamelles de quartz se logent dans ses clivages ; son association avec le plagioclase est fréquemment de type diablastique, le plagioclase étant souvent antiperthitique.

La mobilisation principale se marque par l'apparition de biotites rougeâtres déterminant une nouvelle linéation minéralogique. Par exemple, dans l'échantillon D 07 prélevé près du contact avec les gneiss très migmatisés de la Lavey, on voit la transformation partielle amphibole-biotite rouge (Pl. 35), et parfois une porphyroblastèse des feldspaths potassiques (fig. 2).

Les phénomènes rétromorphiques sont souvent importants : séricitisation des plagioclases, chloritisation peu marquée des amphiboles, altération des pyroxènes en clinozoïsite. La chloritisation des biotites peut être totale, s'accompagnant d'exsolutions de leucoxène et d'oxydes de fer.

La moyenne des pourcentages volumétriques obtenus au compteur de points est la suivante :
quartz : 9,0 ; plagioclase : 40,2 ; feldspath potassique : 0,1 ; amphibole : 43,6 ; biotite : 5,2 ; grenat : 0,1 ; sphène : 0,1 ; calcite et séricite des microfractures : 1,8.

En dehors des amphibolites très schistifiées traitées au chapitre C-II nous allons décrire deux autres variétés de roches amphiboliques : les "gneiss ocellaires amphiboliques" et les "amphibolites surmicacées".

Les premièrs constituent des faciès peu courants au voisinage de failles importantes comme celle qui limite à l'Ouest la bande amphibolique aval du vallon de la Selle. La trame sombre, formée de cristaux d'amphiboles déchiquetés, moule des ocelles de plagioclases de 1 à 6 mm de long sur 1 à 4 mm de large. L'aspect macroscopique très feuilleté de la roche est très voisin de celui des "gneiss ocellaires" que nous décrivons plus loin.

Les "amphibolites surmicacées" sont des roches très sombres, contenant d'abondantes lamelles de biotite de 3 à 5 mm disposées en tous sens. La texture est identique à celle des amphibolites massives : les lattes de plagioclase sont du même type ; la biotite, fortement colorée et pléochroique, cristallise en grandes plages subautomorphes et forme fréquemment des associations orientées avec les amphiboles. Les minéraux opaques sont assez abondants et donnent des teintes rouilles aux affleurements. L'aspect de la roche et sa composition minéralogique font songer aux "vaugnérites" (FOURNET, 1861) bien connues dans de nombreux massifs hercyniens (Massif Central : PALM, 1954 ; Vosges : CAMBOLY, 1966, in TOURET 1967). Nous avons noté un affleurement de ce faciès, de quelques dizaines de mètres de puissance, en rive gauche du Vénéon au niveau de la draye de l'Ours proche de la cascade terminale de la Lavey. Ces "amphibolites surmicacées" sont situées près du contact avec le granite et nous retiendrons l'hypothèse, confirmée dans les Vosges par CAMBOLY, 1966, qu'elles proviennent de la transformation d'anciens filons basiques (lamprophyres ou dolérites) au cours d'une granitisation.

Nous noterons également ici les niveaux de cipolins (cipolins à pyroxène du glacier de la Lavey : P. Le FORT, 1971 p. 186) et de "quartzites biotitiques" interfoliés dans les amphibolites.

Le grain des "quartzites biotitiques" est très fin, la roche est très compacte et homogène, sa teinte est noire. A l'échelle microscopique, l'orientation de la roche est marquée par l'alignement de petites biotites brun-rougeâtre (exsolution de fer le long des clivages, début de chloritisation) ; les porphyroblastes les plus

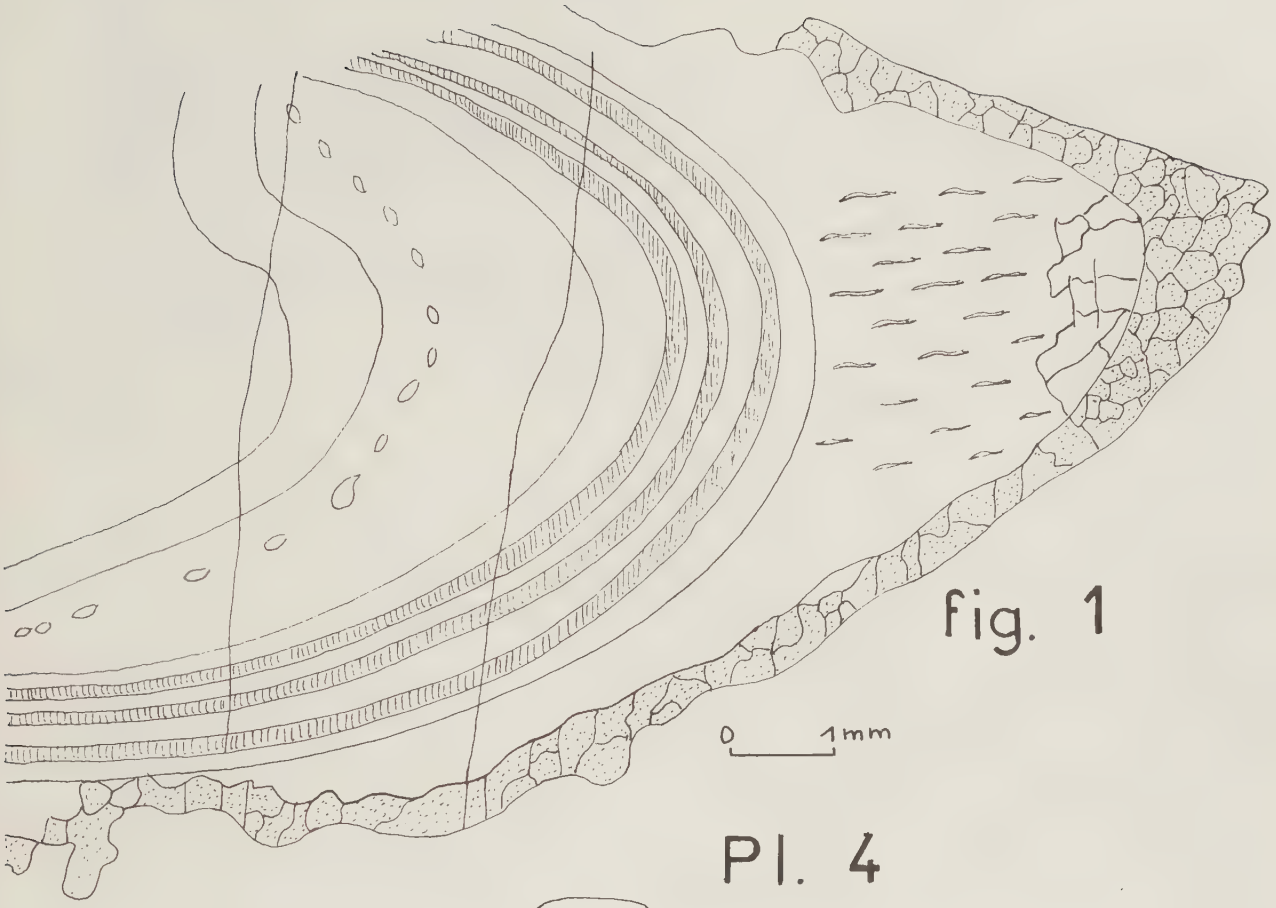


fig. 1

Pl. 4

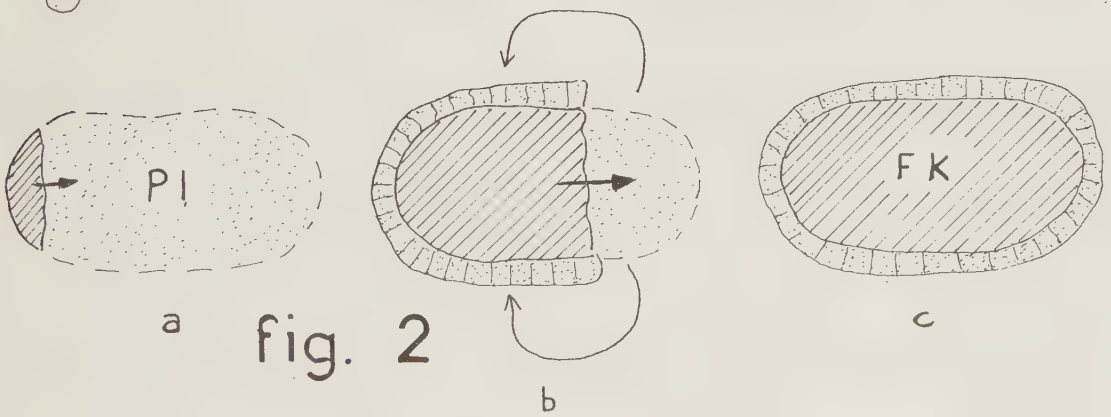


fig. 2

fig. 1 : lame A 24 : structure pseudo-Rapakiwi d'un oeil feldspathique de gneiss oeillé amphibolique : voit texte.

fig. 2 : mécanisme du remplacement du plagioclase par le feldspath potassique, d'après J. TOURET, 1969.

remarquables sont de gros grenats. La teneur en anorthite du plagioclase varie de 30 à 40 % ; les lois de macle sont celles de l'albite, d'albite-ala et d'albite-péricline. Le pourcentage volumétrique de l'échantillon S 12 est le suivant : quartz 21,0 ; plagioclase : 38,9 ; biotite rouge : 29,4 ; grenat : 8,9 ; opaques : 1,8.

I.2. Les gneiss oeillés amphiboliques

Cette formation a été décrite et étudiée par P. Le FORT, 1971, p. 202 à 214. Elle n'existe qu'à l'état de reliques dans le cirque de l'Alpe du Pin et au Bec du Canard. La position structurale de ces gneiss est analogue à celle décrite par P. Le FORT (fig. 26 p. 112 ; coupe de la crête du Pierroux Pl. 24).

Dans une matrice biotitique ou amphibolitique très foncée se répartissent régulièrement des ovoïdes allongés ou subrectangulaires de feldspaths potassiques blanc crème (0,5 à 2 cm de large, 2 à 5 cm de long). Ces "gneiss oeillés amphiboliques" sont souvent affectés par un plissotement de crénulation intense (Pl. 30, fig. 2) et fortement repris par la mobilisation principale (Pl. 21, fig. 1).

La texture pseudo-Rapakiwi, observée sur ces gneiss oeillés par P. Le FORT est confirmée par la coloration sélective des feldspaths effectuée sur deux échantillons et par notre étude microscopique. La substitution du plagioclase par le feldspath potassique est plus ou moins totale : 74 % pour A 24, 96 % pour A 29. Il existe deux générations de plagioclases. La première peut exister soit à l'état d'inclusions orientées dans les feldspaths potassiques, soit sous forme de très fines lamelles perthitiques d'exsolution (première génération de perthites p. 1) ; la seconde forme de minces couronnes de plagioclases granulés syncinématiques en bordure des yeux potassiques. La deuxième génération de perthites (gouttelettes syncinématiques p. 2)paraît aussi liée à la cristallisation zonaire du feldspath potassique aux dépens du plagioclase (Pl. 5).

La troisième génération de perthites (p. 3) est d'origine tectonique et semble liée au phénomène de mylonitisation "post-hercynien" (Pl. 4).

Nous avons déterminé un cristal d'orthose maclé Carlsbad dans la lame A 29 : 2 V = -70° ce qui correspond à une teneur en albite de 40 % d'après TUTTLE, 1952, in ROUBAULT, 1963.

La teneur du plagioclase varie de 38 à 45 % d'anorthite ; les lois de la macle déterminées sont celles de l'albite-carlsbad (3 mesures) et de l'albite-ala (2). P. Le FORT note aussi celles de l'albite et de l'albite-péricline.

P. Le FORT, 1971, p. 206 à 208, décrit la transformation augite-amphibole. Nous ne l'avons pas observée mais nous avons aussi noté la transformation partielle amphibole-biotite (Pl. 35). L'amphibole est une hornblende verte magnésienne (2 V = -73° ; Ng$\wedge$C = 16° : 63 % de Mg/Mg+Fe+Mn+Ti).

Les phénomènes rétromorphiques (séricitisation des plagioclases, chloritisation, exsolution de fer et de titane des biotites) sont très marqués. Le sphène et l'apatite sont associés aux biotites.

La moyenne de deux comptages minéralogiques (A 24 et A 29) donne les proportions suivantes :

feldspath potassique : 54,9 % ; plagioclase : 9,2 % ; quartz : 14,3 % ; amphibole : 7,3 % ; biotite : 11,4 % ; sphène : 1,2 % ; apatite : 0,4 % ; calcite : 1,5 %.

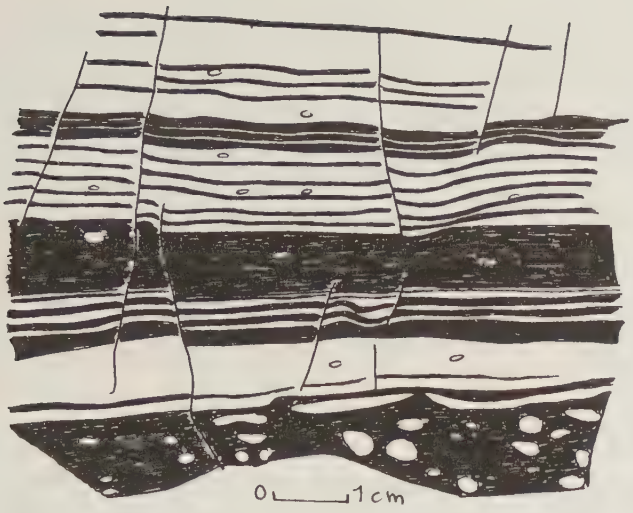


fig. 1

fig. 2

fig. 3

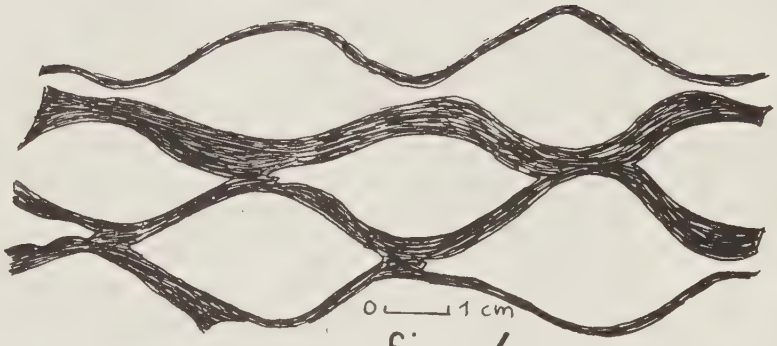


fig. 4

Pl. 5

fig. 1 : échantillon B 01 : blastomylonite gneissique à épaisseurs de lits variables - gneiss à grain fin parsemé de grenats. La plaque colorée correspondante montre une mobilisation stratoïde : dans les lits leucocrates les plus épais apparaît le feldspath potassique. La fracturation recoupante est intense.

fig. 2 : blastomylonite leptynitique, secteur du lac Noir près du Jandri. La foliation est marquée par les "flammèches" de quartz sale inclus dans une matrice leucocrate à grain fin. Fracturation intense.

fig. 3 : plan de schistosité d'un gneiss ocellaire hétérogène (Côtes du Loup, haute rive de la Mariande). Noter l'aspect "détritique".

fig. 4 : gneiss oeillé type des Bans, sous la tête de la Caborne : trame biotitique contournant les yeux feldspathiques ovoïdes.

I. 3. Gneiss oeillés type Bans

Ils ont été décrits par A. PECHER, 1970, p. 34 à 38. Leur affleurement le plus vaste dans notre secteur se trouve au pied de la tête de la Caborne (Lavey rive gauche, altitude 2 500 m). Il a une forme de grande loupe relictuelle. Sa puissance maximale est de 50 m, et il se suit sur 200 m au sein des gneiss rubanés plus ou moins mobilisés de la Lavey avec lesquels le passage est continu. Nous en avons aussi reconnu quelques niveaux métriques dans ce même vallon de la Lavey. Ils passent tous de manière progressive aux faciès migmatisés.

Les yeux sont subrectangulaires à ovoïdes (1 à 2 cm x 3 à 5 cm). Ils sont composés principalement de feldspath potassique et sont moulés par une trame biotitique (Pl. 5 fig. 4).

I. 4. Les blastomylonites

Elles ont été décrites sous le nom de "gneiss à flammèches de Peyre-Arguet" par A. PECHER, 1970, p. 23 à 33. Leur structure est caractéristique des blastomylonites d'après les synthèses de J. BELLIERE, 1971 et P. M. ANTHONIOZ, 1971. Ces roches présentent en effet toutes au microscope une double structure, qui résulte de la superposition de deux phénomènes :

- mylonitisation : elle se traduit par une fracturation des cristaux préexistants en morceaux irréguliers mélangés à de petits cristaux de quartz de néoformation. La granulation des plagioclases, c'est-à-dire leur recristallisation régulière, est légèrement postérieure aux déformations rupturelles (cf. Chap. B, II).
- blastèse du quartz en une série de cristaux plats et allongés dans le plan de schistosité, déterminant des plaquettes, des "flammèches" centimétriques bien visibles à l'oeil nu.

Ces caractères sont partiellement ou totalement effacés par la mobilisation qui tend à transformer ces roches en migmatites rubanées (cf. Chap. B. III) et par les phénomènes cataclastiques tardifs (cf. partie C).

D'un point de vue macroscopique, il existe de nombreuses variétés de blastomylonites, toutes très fracturées (Pl. 15 fig. 1 et 2):

Légende de la Pl. 6 (p. 21) : BLASTOMYLONITES GNEISSIQUES

fig. 1 : lame AU 54 de P. Le FORT. Oeil de plagioclase moulé par les plaquettes de quartz. La mésostase est surtout constituée de séricite orientée ; quelques restes de plagioclases granulés subsistent. Néoquartz dans les zones de "pressure-shadow" et dans la mésostase.

fig. 2 : lame G 01. Les plagioclases sont très affectés par les phénomènes rétromorphiques (calcite-séricite). Les quartz en plaquettes s'élargissent au niveau des "pressures-shadow" des yeux plagioclasiques.

fig. 3 : lame B 37. Ségrégation mécanique des biotites ; grande taille des plaquettes de quartz. Les plagioclases granulés sont pratiquement entièrement séricitisés. La fracturation est intense.

Note : La signification des figurés utilisés sur les planches est donnée en annexe.

fig. 1

fig. 2

fig. 3

Pl. 6

- les blastomylonites à résidus de hornblende sont formées d'amandes (1 à 8 mm x 2 à 4 mm) de hornblende extrêmement altérée, moulées par des lits millimétriques blancs de quartz. La couleur d'ensemble est gris foncé. Ce faciès a été observé dans la zone du lac du Plan, au-dessus de la station des Deux Alpes, en association à de vastes affleurements de blastomylonites gneissiques et leptynitiques.

- Les blastomylonites leptynitiques. Ce sont des roches leucocrates à grain très fin, dont la schistosité est soulignée par des "flammèches" discontinues de quartz sale (0,1 à 1 cm / 1 à 5 cm). Ce sont les plus reconnaissables. Ces flammèches dessinent parfois un plissement de crénulation (Pl. 30,fig. 1) ou soulignent les phases de plissement dont nous parlerons dans la partie C (Pl. 25, fig. 21). Ce faciès forme des bandes décimétriques à décamétriques généralement intercalées dans les blastomylonites gneissiques.

La composition minéralogique de l'échantillon B 23 est la suivante : quartz : 16,0 % ; plagioclase + séricite : 47,5 % ; feldspath potassique : 34,7 % ; biotite : 0,8 % ; muscovite : 0,7 % ; grenat : 0,3 %.

- Les blastomylonites gneissiques constituent le faciès le plus répandu. Ce sont des gneiss à patine rouille du fait de l'exsolution du titane et du fer des biotites. On note une alternance de lits sombres et clairs de 2 à 3 mm d'épaisseur. Les lits sombres sont formés par de petits cristaux de biotite dans une matrice ayant le même aspect gris-noir que les flammèches de quartz. Les lits clairs sont quartzo-feldspathiques. Cette "blastomylonite gneissique" correspond tout à fait aux "gneiss sombres à flammèches" d'A. PECHER, 1970. Localement les flammèches s'individualisent mieux. Lorsque les lits sombres s'appauvrissent en biotite, par chloritisation de celle-ci, la patine devient souvent verdâtre : on a alors à faire au faciès "gneiss clair fin" d'A. PECHER, 1970.

La roche subit localement une mobilisation intense qui se marque par une porphyroblastèse de microcline perthitique (cf. ch. B).

La moyenne de la composition minéralogique des échantillons B 35, B 37, G 01, G 03 est la suivante : quartz : 29,8 % ; plagioclase + séricite : 41,3 % ; feldspath potassique : 1,1 % ; biotite : 27,2 % ; grenat : 0,2 % ; muscovite : 0,1 % sphène : 0,1 % ; opaques : 0,1 ; oxydes- chlorite de microfractures : 0,1 %.

Les lits sombres et clairs peuvent être d'épaisseur très inégale (de 1 à 10 mm) donnant à la roche un aspect "varvé" caractéristique (Pl. 5, fig. 1). Toute la roche est parfois parsemée de petits grenats bruns millimétriques (B 01). Ce faciès est très bien représenté en amont de la bande amphibolitique du Puy où il passe latéralement à une blastomylonite leptynitique.

L'analyse modale de l'échantillon B 01 donne les teneurs suivantes : quartz : 24,5 % ; plagioclase + séricite : 39,9 % ; feldspath potassique : 13,9 % ; biotite : 19,1 % ; grenat : 2,3 % ; muscovite : 0,2 % ; opaques : 0,1 %.

D'un point de vue microscopique, les files discontinues de plaquettes de quartz constituent l'élément commun et le critère de reconnaissance de toutes les blastomylonites. Le contact entre les différents individus de quartz d'une "flammèche" est généralement perpendiculaire à l'allongement des lits ; la taille de ces plaquettes est variable : de 0,5 à 2 mm de long (Pl. 6). Elles sont souvent

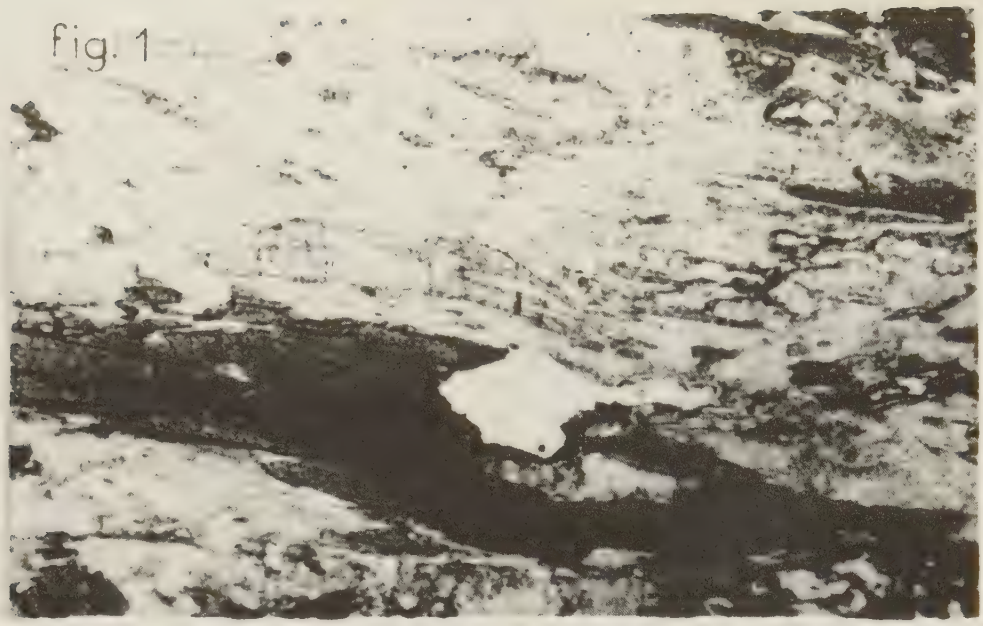
fig. 1

fig. 2

Pl. 7

fig. 1 : lame F 07 : gneiss rubané non mobilisé de la Lavey.
La texture est granoblastique ; l'association est à quartz-plagioclase-biotite-cordiérite pinnitisée-sillimanite fibreuse. Notons l'absence de feldspath potassique.

fig. 2 : lame A 32 : gneiss rubané migmatitique.
La ségrégation métamorphique est très nette. La mobilisation est stratoïde et se marque par l'apparition de feldspaths potassiques perthitiques dans les niveaux quartzo-feldspathiques.



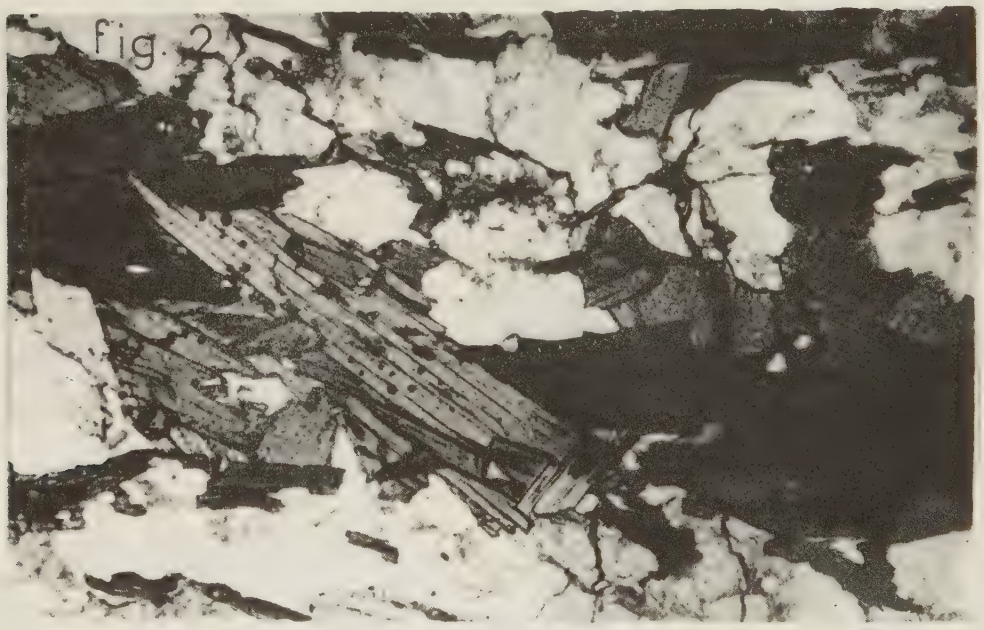


fig. 1 : association biotite-sillimanite-cordiérite

lame F 07, gneiss rubané non mobilisé de la Lavey ; lumière naturelle.
Sillimanite fibreuse et petite biotite brun-rougeâtre sont incluses dans la cordiérite, très pinnitisée. De grandes biotites au pléochroïsme brun délavé à brun-rouge, fréquemment associées aux grenats, font aussi partie de la paragenèse dont l'étude cristallochimique nous permettra au chap. B-III de préciser les conditions de pression et de température lors du métamorphisme "principal".

fig. 2 : les deux générations de biotites du métamorphisme "principal"

lame F 07 : lumière polarisée.
Deux générations de biotites brun-rougeâtre s'observent dans les gneiss rubanés plus ou moins mobilisés. La seconde est constituée de biotites, généralement plus trapues, marquant une schistosité de flux plus ou moins fruste.

morcelées par des microfractures récentes, très bien réglées qui affectent aussi les phénoclastes résiduels : hornblende très altérée, grenat "pyrope", plagioclase antiperthitique. Les bandes de quartz contournent ces cristaux et s'élargissent à leurs extrémités, dans les zones correspondant aux "pressure-shadows" (Pl. 6). Sur l'échantillon B 37 les axes C des cristaux de quartz d'un même ruban sont tous parallèles entre eux et forment un angle de 5° avec la direction de la schistosité. Par contre sur l'échantillon G 03 les axes C des quartz sont répartis de manière désordonnée ; cette forte dispersion est due à la recristallisation partielle des quartz et à leur déformation lors de chacune des phases tectoniques qu'à subies la série métamorphique.

Le plagioclase granulé, situé entre les rubans de quartz est généralement entièrement transformé en séricite orientée parallèlement à la schistosité. Sa teneur en anorthite varie de 26 à 31 % (moyenne : 29 %, valeur la plus fréquente : 30 % pour six plagioclases granulés des échantillons L 3 et BM). Les lois de macle observées sont celles de l'albite (4 mesures), de l'albite-ala (3). Le plagioclase "résiduel" est fréquemment antiperthitique.

Les petites biotites peuvent se concentrer en niveaux de 2 à 3 mm d'épaisseur (Pl. 6, fig. 3). Certains de ces lits biotitiques peuvent être légèrement obliques par rapport à la schistosité : ils sont dus semble-t-il à des ségrégations mécaniques. Nous avons par ailleurs observé la présence de deux générations de biotites, la deuxième étant liée à la fracturation axiale S2 affectant les plis amples d'axe N-S (cf. partie C).

La sillimanite fibreuse est parfois intimement associée à la biotite brun-rougeâtre.

Les minéraux opaques sont de deux générations. La seconde, liée aux exsolutions du fer dans les biotites, reprend une ancienne paragenèse à opaques très pourpres.

I. 5. Les faciès peu mobilisés de la Lavey

Ces faciès sont dénommés ainsi car ils forment de beaux affleurements dans le vallon de la Lavey. Il s'agit de l'"ensemble de la Lavey" de P. Le FORT, 1971, p. 187 à 190, qui s'étend de la Romanche aux Rouies. Il s'agit principalement de gneiss à grain fin faits d'une alternance de niveaux plus ou moins riches en biotites et de niveaux quartzo-feldspathiques de 2 à 3 mm d'épaisseur. Ils sont résistants et forment des niveaux continus, à patine souvent rouille, peu ou pas affectés par la mobilisation principale.

La paragenèse typique est : sillimanite fibreuse et cordiérite pinnitisée intimement associées, biotite à pléochroïsme de brun délavé à brun rouge, donc titanifère (Pl. photos).

La détermination optique de six plagioclases appartenant aux échantillons E 02 et F 07 nous indique une variation de la teneur en anorthite de 20 à 34 % (moyenne : 26 %, valeur la plus fréquente : 30 %), Les lois de macle sont albite-ala (3), albite (2), manebach-acline (1).

Il existe des biotites de plan axial S 1 dans les charnières des microplis d'entraînement (Pl. 25, fig. 1 et 3). La muscovite, disposée en travers de la biotite, marque une schistosité S2.

Légende Pl. 8 : RELATIONS FELDSPATH POTASSIQUE - PLAGIOCLASE

fig. 1 : lame "2" : gneiss rubané migmatitique. Inclusions parallèles de plagioclase, de même orientation optique, soulignées par un liséré albitique, dans un feldspath potassique finement perthitique.

fig. 2 : lame A 15 : gneiss ocellaire hétérogène.

a/ Feldspath potassique perthitique (perthites tectoniques) fracturé : fissures parallèles et obliques, à 30-45°, à la schistosité. Inclusions parallèles de plagioclase.

b/ Schéma montrant les relations perthites-inclusions de plagioclase - fractures - schistosité f.

fig. 3 : lame S 10 c : gneiss amygdalaire migmatitique. Myrmeckite au contact plagioclase - feldspath potassique perthitique.

fig. 4 : lame "2" : gneiss rubané migmatitique.

a/ Liséré albitique au contact feldspath potassique - plagioclase ; inclusions plagioclasiques orientées ; fines perthites d'exsolution.

b/ Schéma relationnel foliation f, perthites fines, inclusions de plagioclase, fractures.

fig. 5 : lame S 10 c : gneiss amygdalaire migmatitique. Les perthites allongées correspondent à l'ancien plagioclase dont il subsiste aussi un témoin cerné d'un liséré albitique. La muscovite est intimement associée au grenat.

fig. 1

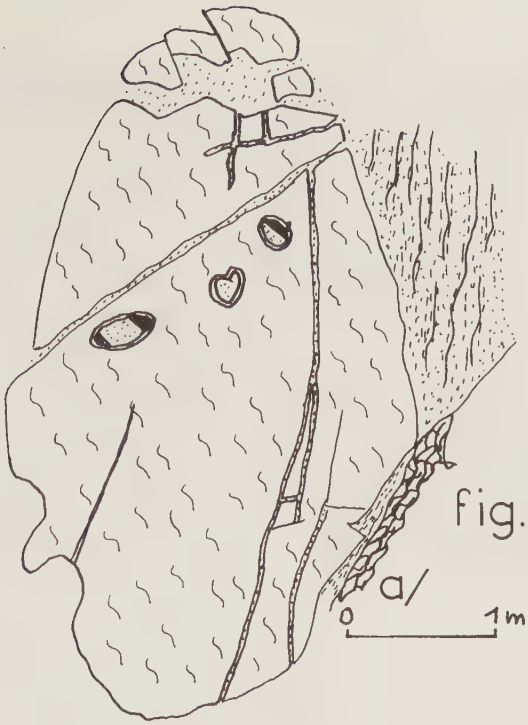


fig. 2

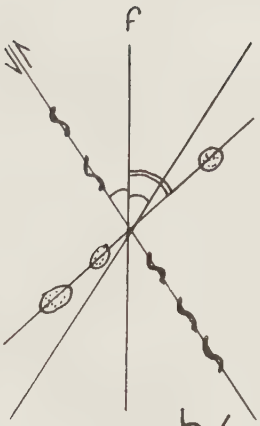
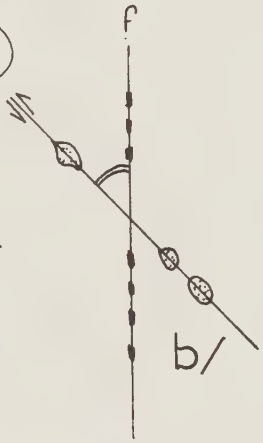


fig. 3

fig. 4



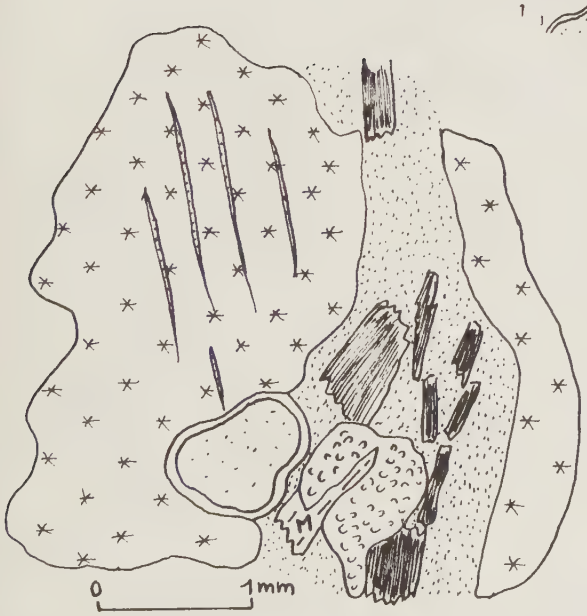


fig. 5

Pl. 8

La séricitisation des plagioclases est intense. Par contre la biotite titanifère est souvent très fraîche. Elle présente localement des exsolutions de titane sous forme de rutile maclé sagénite.

La moyenne des pourcentages volumétriques des échantillons E 02 et F 07 est la suivante :

quartz : 24,0 ; plagioclase : 22,2 ; biotite rouge : 30,2 ; sillimanite fibreuse : 1,4 ; cordiérite pinnitisée : 21,2 ; muscovite : 0,8 ; grenat : 0,05 ; opaques : 1,3.

Nous avons trouvé les "équivalents" basiques sous forme d'amandes relictuelles, d'aspect très quartzeux, soulignées par un liseré bleuâtre centimétrique de clinozoïsites rétromorphosant intensément les pyroxènes.

La texture est granoblastique. Le quartz engrené forme des plages occupant près de 50 % du volume de la roche, l'autre moitié étant constituée de pyroxène (augite : 2V = 40° ; Ng c = 35°, lame mince E 08).

Les minéraux accessoires sont la calcite, le sphène et des opaques. L'étirement de ce niveau pyroxénitique et sa fracturation se traduisent en lame mince par une microfissuration affectant tous les minéraux. Les clinozoïsites sont parfois tordues par des "kink-bands".

I.6. Les gneiss migmatitiques

Ce sont les roches les plus répandues dans les secteurs orientaux et méridionaux du bassin du Haut Vénéon. Ce faciès est décrit par C. GILLOT-BARBIERI, 1970, sous le nom de "gneiss de Béassac du complexe intermédiaire", par P. Le FORT, 1971, p. 190 à 193, et par R. OZOCAK, 1965, p. 9 à 10, sous le nom d'"embréchite oeillée-rubanée de St Christophe".

Les phénomènes de différenciation métamorphique sont très nets : de larges zones quartzo-feldspathiques de 1 à 15 mm d'épaisseur avec une moyenne de 5 mm, alternent avec des zones biotitiques sombres de 0,5 à 5 mm d'épaisseur, mais en moyenne de 2 mm. Très localement, lorsque les rubans sont décimétriques, un liséré de muscovite de ségrégation se note au contact des lits mélanocrates et leucocrates. Le rubanement est fréquemment affecté par un microboudinage qui donne à la roche un aspect rubano-amygdalaire, du fait du comportement rhéologique différentiel des lits micacés et des lits quartzo-feldspathiques relativement plus rigides (Pl. 27, fig. 5). La texture peut même être ocellaire, par individualisation d'amandes feldspathiques ou polycristallines (4 sur 10 mm) (cf. partie C). La ségrégation métamorphique est néanmoins toujours très nette.

La coloration sélective des feldspaths montre très nettement le caractère stratoïde de la mobilisation marquée par la blastèse des feldspaths potassiques (Pl. 7).

La paragenèse sillimanite fibreuse-cordiérite pinnitisée est parfois conservée (lame mince F 08) et coexiste avec le microcline. Il existe deux générations de biotite brun-rougeâtre. Elles font entre elles un angle de près de 30° (Pl. photos).

La teneur en anorthite du plagioclase varie de 25 à 42 % (moyenne de seize individus : 31 %, valeur la plus fréquente : 30 %). Les lois de macle se

fig. 1

fig. 2

Pl. 9

Légende Pl. 9 : GNEISS OCELLAIRES HETEROGENES

fig. 1 : lame D 03 : le quartz est cassé en "dentelles". Du quartz de néoformation se développe dans les fractures affectant les microclines perthitiques et les plagioclases. Les biotites rouges sont associées aux grenats.

fig. 2 : lame E 07. Les ocelles plagioclasiques sont fracturés. La matrice est constituée de séricite, de biotites laminées, d'oxydes et de petits quartz de néoformation dessinant parfois des figures sigmoïdales liées aux cisaillements.

Légende Pl. 10 : GNEISS OCELLAIRES SENSU STRICTO

fig. 1 : lame S 15. Les ocelles polycristallins très fracturés sont moulés par une trame sériciteuse et biotitique. Le néoquartz, avec quelques petites calcites, forme les queues des yeux, remplit les microfractures ou est dispersé dans la matrice.

fig. 2 : lame B 28. Noter les inclusions parallèles de plagioclase dans le feldspath potassique au bas de la figure, les macles des plagioclases souvent orientées à 45° de la schistosité. Les biotites sont très laminées. Le développement de petits quartz et de séricite est important. Le quartz est "dentelé".

fig. 3 : lame B 29.
La roche est essentiellement quartzo-feldspathique. La séricitisation des plagioclases est quasi totale. Noter les macles à 45° de la schistosité, la fracturation fréquente des quartz en lanières dont les axes sont subperpendiculaires à la schistosité. Quelques figures sigmoïdales d'entraînement s'observent dans les zones de cisaillement maximal marquées par le développement de séricite orientée. Les petites muscovites sont souvent déformées.

fig. 1

fig. 2

fig. 3

Pl. 10

répartissent en albite-ala (8), albite (7), albite-péricline (1) (analyse des échantillons A 32, A 27, F 08, F 09, F 10, S 10c, "2", "3").

Le feldspath potassique (généralement microcline perthitique ou parfois mélange microcline-orthose) est fréquemment poecilitique : inclusions de quartz, biotite, grenat ... Il se développe aux dépens du plagioclase car celui-ci se trouve en inclusions de même orientation optique, soulignées par un liséré albitique (Pl. 8, fig. 1, 3, 4, 5). Le grenat est également poeciloblastique.

La séricitisation des plagioclases, la chloritisation et les exsolutions de fer et de leucoxène des biotites sont assez marquées et quasi-totales pour les faciès amygdalaires.

Nous observons les compositions minéralogiques suivantes :

- pour les gneiss amygdalaires migmatitiques (éch. S 10c, F 09) : quartz : 29,4 % ; plagioclase : 36,4 % ; feldspath potassique : 14,8 % ; myrmékites : 0,4 % ; biotite : 18,3 % ; muscovite : 0,5 % ; grenat : 0,2 % ;

- pour les gneiss rubanés migmatitiques (moyenne des échantillons A 27, A 32, F 08, F 10, "2") :
quartz : 30,8 % ; plagioclase : 29,2 % ; feldspath potassique : 24,2 % ; myrmékites: 0,5 % ; biotite : 13,3 % ; cordiérite pinnitisée : 1,0 % ; sillimanite fibreuse : 0,1 %; grenat : 0,0 % ; muscovite : 0,4 %.

I.7. Les gneiss ocellaires

R. OZOCAK, 1965, p. 5 à 7, les décrit sous le nom de "gneiss du Plan du Lac". P. Le FORT, 1971, p. 215 à 222, les étudie abusivement avec les "porphyroïdes de l'Alpe du Pin" d'OZOCAK, 1965, p. 13 à20. En effet ces derniers ont un mode de gisement filonien, d'affinité rhyolitique, radicalement différent de celui des "gneiss du Plan du Lac" dont la puissance atteint près de deux kilomètres dans le secteur Bourg d'Arud-Saint-Christophe-en-Oisans. Les "gneiss de Villar Loubière", P. Le FORT, 1971, p. 221 à 222, ont par contre le même mode de gisement que celui des gneiss du "Plan du Lac". Les "porphyroïdes arkosiques" de J. Cl. LACOMBE, 1970, p. 33 à 44, paraissent également devoir être rattachés aux gneiss ocellaires.

Nous décrivons ces faciès sous le nom de "gneiss ocellaires". Le terme "ocellaire" rend compte de la taille réduite des ovoïdes quartzo-feldspathiques (1 à 5 mm de large, 2 à 14 mm de long), en opposition avec le terme oeillé que nous avons utilisé pour les gneiss oeillés amphiboliques et les gneiss oeillés type des Bans où les yeux atteignent plutôt 1 à 2 cm de large et 3 à 5 cm de long. A l'exception des plis en chevrons centimétriques liés à l'écrasement post-hercynien (cf. partie C), les gneiss ocellaires ne sont absolument pas plissés. Ils proviennent de la cataclase des gneiss rubanés plus ou moins mobilisés et leur extension est liée à de très grands accidents méridiens qui parcourent tout le massif (cf. cartes et partie C).

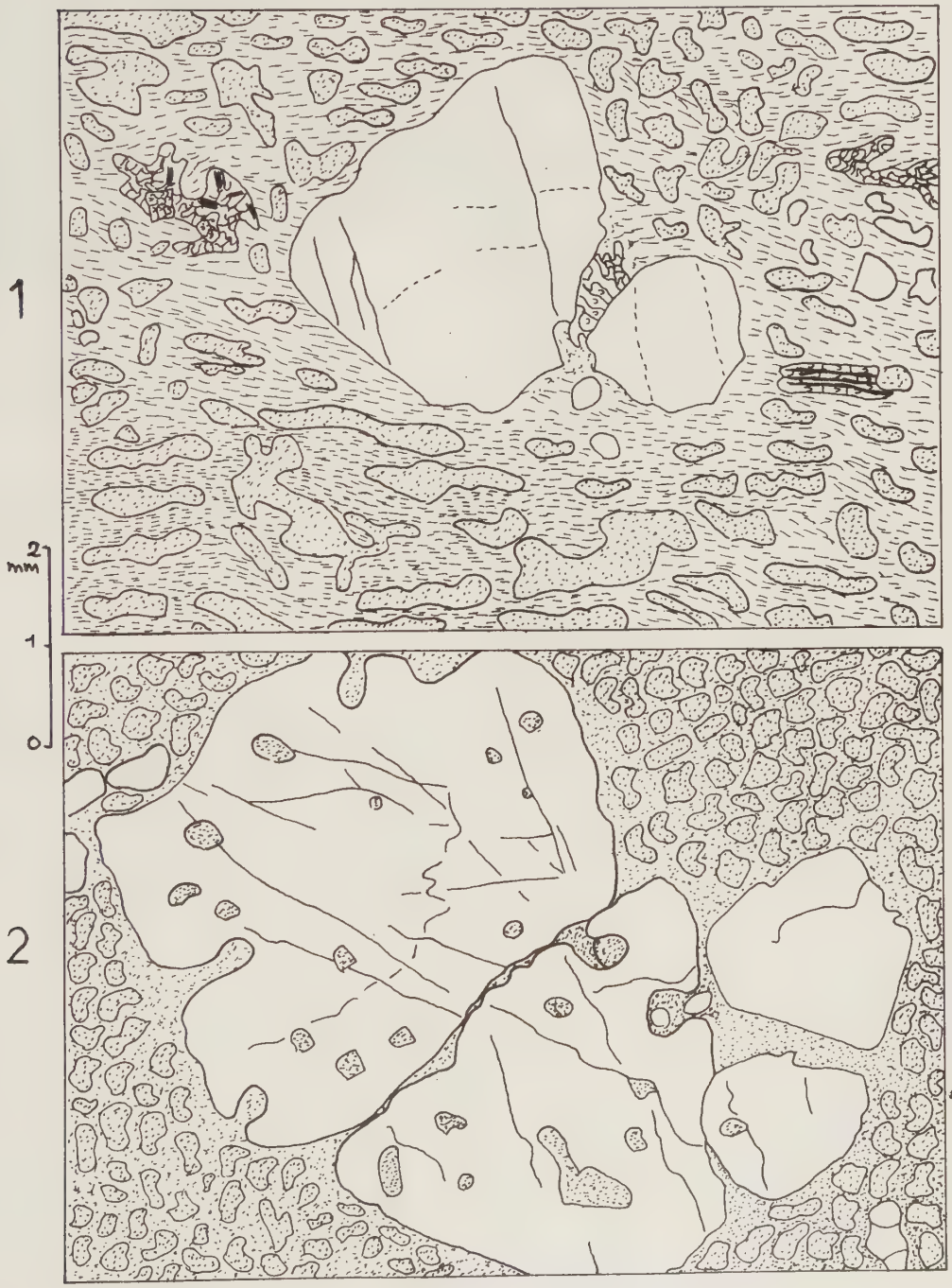
Nous en distinguerons deux sous faciès : les gneiss ocellaires hétérogènes, les gneiss ocellaires s. str.

Les gneiss ocellaires hétérogènes se distinguent par l'abondance d'ocelles aux tailles variées donnant un aspect "détritique" à la roche (Pl. 5, fig. 3). La roche est compacte. Une trame biotitique et chloriteuse millimétrique moule des ocelles, généralement monocristallins (0,5 à 2 mm/ 1,5 à 9 mm pour l'échantillon

Légende Pl. 11 : RHYOLITES

fig. 1 : lame G 02 : rhyolite schisteuse, de bordure du filon F. Développement de néoquartz et de calcite. Etirement de la trame feldspathique très séricitisée;

fig. 2 : lame "R" : rhyolite massive formant le coeur du filon F. Aspect classique des phénocristaux de quartz qui sont de plus fracturés.

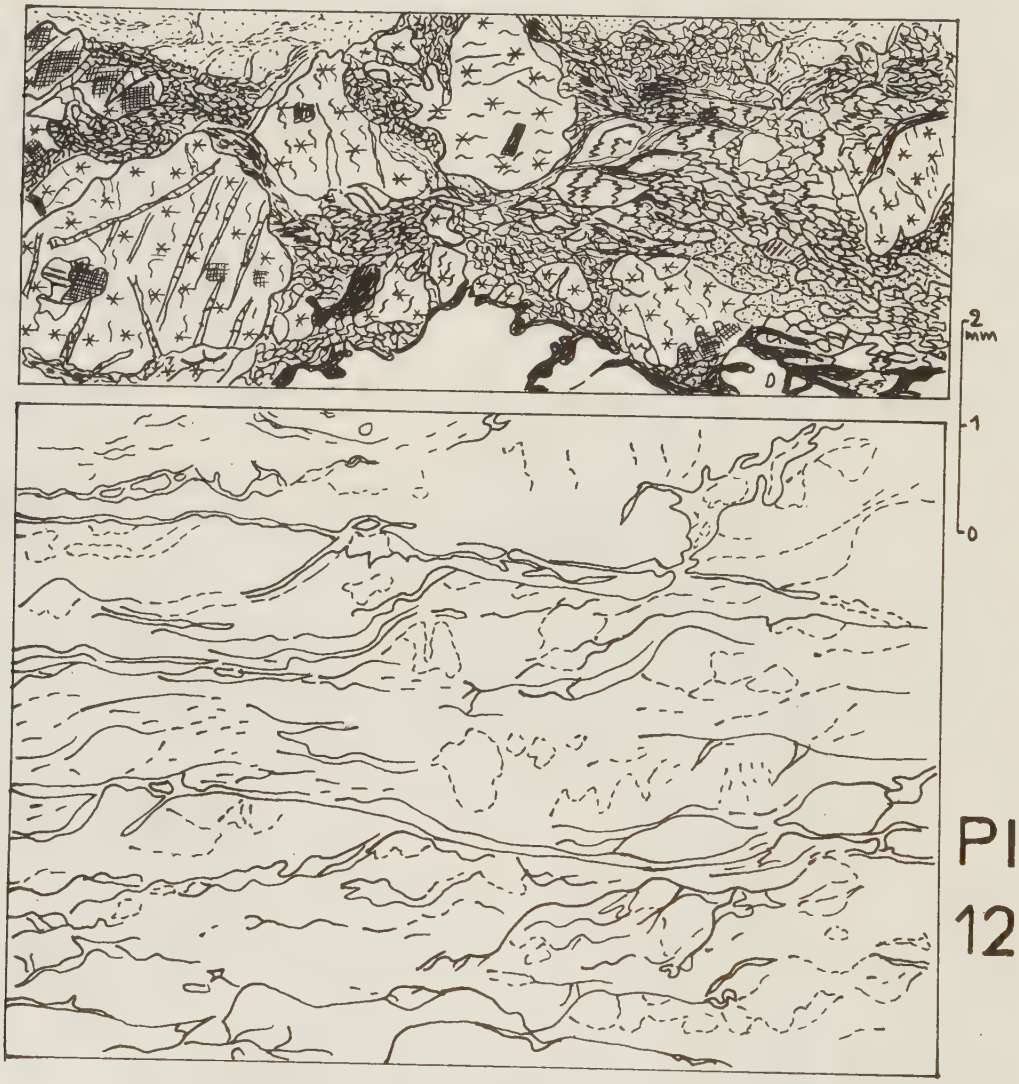


Pl. 11

Légende Pl. 12 : GRANITES ECRASES

fig. 1 : lame " ⅋ 3" : faciès oeillé. Microclines perthitiques (perthites tectoniques), plagioclases et quartz sont intensément cataclasés. Développement de petits quartz.

fig. 2 : lame " ⅋ 2" : faciès ocellaire très étiré, aspect structural. La trame est chloriteuse, les ocelles sont quartzo-feldspathiques.



Pl. 12

type B 26). Une fracturation fine, oblique de 30 à 40° à la schistosité, est parfois décelable. Localement ce faciès alterne, de façon décimétrique, avec des niveaux très silicieux à grain fin d'aspect "psammitique".

Au microscope (Pl. 9) un système de fractures conjuguées affecte tous les cristaux. Le quartz forme souvent des amas de lanières dentelées. Le microcline perthitique est poeciloblastique et sa croissance s'est effectuée aux dépens du plagioclase (Pl. 8 fig. 2). La biotite rougeâtre, très titanifère, est généralement peu altérée : elle présente localement des exsolutions de rutile maclé sagénite, une chloritisation, des exsolutions de leucoxène et de minéraux opaques et une séricitisation parallèlement aux clivages. Le plagioclase, par contre, est très séricitisé. Sa teneur en anorthite varie de 30 à 48 % (moyenne de onze individus : 38 %, valeur la plus fréquente : 40 %). Les lois de macle sont, pour les échantillons S 10 b, S 13, F 02, A 15, B 26, E 07, par ordre décroissant : albite (6), albite-ala (4), péricline (1).

La mésostase se localise dans les microfractures et surtout en queues d'ocelles, à l'emplacement des "pressure-shadows": néo-quartz, séricite, et parfois néo-calcite. Le plagioclase recristallise partiellement (phénomène de granulation) ainsi que la biotite (Pl. 41 fig. 2).

Le comptage volumétrique moyen des échantillons précédemment cités est le suivant : quartz : 26, 5 % ; plagioclase + séricite : 43, 3 % ; feldspath potassique : 12, 6 % ; biotite : 14, 9 % muscovite : 0, 4 % ; grenat : 0, 1 % ; calcite : 1, 4 % ; sphène : 0, 5 % ; opaques : 0, 2 %.

Seuls les échantillons A 15, B 26, S 13 ont une teneur en microcline notable, leur moyenne minéralogique est : quartz : 21, 9 % ; plagioclase + séricite : 35, 6 % ; feldspath potassique : 22, 9 % ; biotite : 15, 8 % ; muscovite : 0, 5 % ; grenat : 0, 05 %; calcite : 2, 1 % ; sphène : 1, 0 % ; opaques : 0, 2 %.

Les gneiss ocellaires s. str. sont les plus répandus, leur feuilletage est intense et spectaculaire à l'échelle de l'affleurement. Les ocelles leucocrates (1 à 5 mm de large, 3 à 14 mm de long) sont disposés régulièrement dans la trame biotitique et chloriteuse qui les moule ; comme le montrent les plaques colorées ils sont souvent polycristallins : plagioclase-feldspath potassique-quartz.

Les phénomènes cataclastiques sont intenses (Pl. 10 et 42 ; cf. partie C). Le microcline perthitique présente toujours des inclusions de plagioclase parallèles et de même orientation optique. La teneur en anorthite du plagioclase, généralement intensément séricitisé, varie de 28 à 42 % (moyenne de dix individus : 33 %, valeur la plus fréquente : 30 %. Ses lois de macle, d'après S 10a, S 15, E 04, B 28, sont celles de l'albite (5), de l'albite-péricline (3), de l'albite-ala (1), de manebach-ala (1).

La biotite brune à brun-rougeâtre est souvent chloritisée et parfois intimement déchiquetée et mêlée lamelle à lamelle à la séricite. L'ensemble forme alors une trame très "fibreuse". La muscovite est postérieure aux biotites. Les néo-quartz sont abondants ; l'épidote est assez rare.

La moyenne des pourcentages volumétriques obtenus au compteur de points sur les échantillons S 10a, E 04, B 28 est : quartz : 30, 9 ; plagioclase + séricite: 23, 0 ; feldspath potassique : 17, 9 ; myrmékites : 0, 1 ; biotite : 16, 6 ; muscovite : 0, 4 ; grenat : 0, 1 ; calcite : 0, 8.

I.8. Les "micaschistes"

Ce sont des roches très feuilletées (feuillets millimétriques) dans lesquelles les micas occupent un volume prépondérant par rapport aux autres minéraux. Quelques ocelles leucocrates peuvent être observés localement. Leur couleur est bien souvent verdâtre du fait des biotites. Le développement de séricite est souvent quasi total, elle s'associe parfois à l'épidote.

D'après les observations de terrain, ces roches, soit correspondent à des amphibolites écrasées, la trame étant constituée de cristaux d'amphiboles chloritisés et déchiquetés, soit dérivent de gneiss migmatitiques du fait d'une cataclase intense, visible surtout dans les zones faillées, qui crée une nouvelle schistosité de fracture, légèrement onduleuse. Les micaschistes peuvent aussi dériver, mais rarement, de filons rhyolitiques.

La composition minéralogique de l'échantillons D 06 qui montre une schistosité de fracture et des "kink-bands" lenticulaires est la suivante ; pour les ocelles: quartz : 2, 9 % ; plagioclase : 0, 4 % ; néoquartz (kinks) : 1, 0 % ; pour la "pâte" : plagioclase très altéré + séricite : 93, 5 % ; épidote : 2, 2 %.

1.9. Les rhyolites

R. OZOCAK, 1965, p. 14 à 20, les a étudiées sous le nom de "rhyolites massives"et de "porphyroïdes schisteuses". Ces roches sont typiquement filoniennes. Leur aspect est vert-bouteille et elles sont très souvent schistifiées. La fracturation est intense ainsi que le développement de séricite.

Les pourcentages minéralogiques des échantillons "R" (rhyolite massive) et G 02 (rhyolite schisteuse constituant sa bordure) donnent une moyenne de : quartz : 13, 1 ; plagioclase en "bouillie" + séricite : 80, 1 ; néoclacite : 2, 3 ; oxydes pourpres et calcite parallèles aux macles résiduelles de plagioclase : 2, 1 ; orthose : 1, 9 ; sphène : 0, 5.

I.10. Les granites

Nous nous reportons aux études qu'en ont faites R. OZOCAK, 1965, p. 28 à 50 et P. Le FORT, 1971, tome 3. Nous avons noté la présence d'un granite très leucocrate à grain fin dans le fond du vallon de la Pisse, au sein des granites classiques à biotite. Nous ne décrirons que les faciès cataclastiques décrits par R. OZOCAK, 1965, sous le nom de "granite d'anatexie" et par P. Le FORT, 1971 sous le nom de "granite de Gioberney".

Nous en distinguons trois faciès, présentant tous d'intenses phénomènes cataclastiques à l'affleurement et au microscope (Pl. 12).

Le faciès oeillé est le plus commun (type γ3).La trame, formée de biotite chloritisée et de quartz laminé (épaisseur : 2 mm), contourne de gros yeux feldspathiques (0, 5 à 1, 5 cm de large, 1 à 3, 5 cm de long). Une fracturation oblique de 45° à la schistosité attecte toute la roche.

Le faciès ocellaire (typeγ 1) avec système de fractures conjuguées disposées à 45° de la schistosité est analogue au précédent. Seules les proportions diffèrent : l'épaisseur de la trame n'est plus que d'un millimètre, la taille des ovoïdes est de 1 à 4 mm x 2 à 12 mm. Il y a là une convergence de faciès avec les "gneiss ocellaires" . Le faciès ocellaire très étiré (type γ2) est une variété

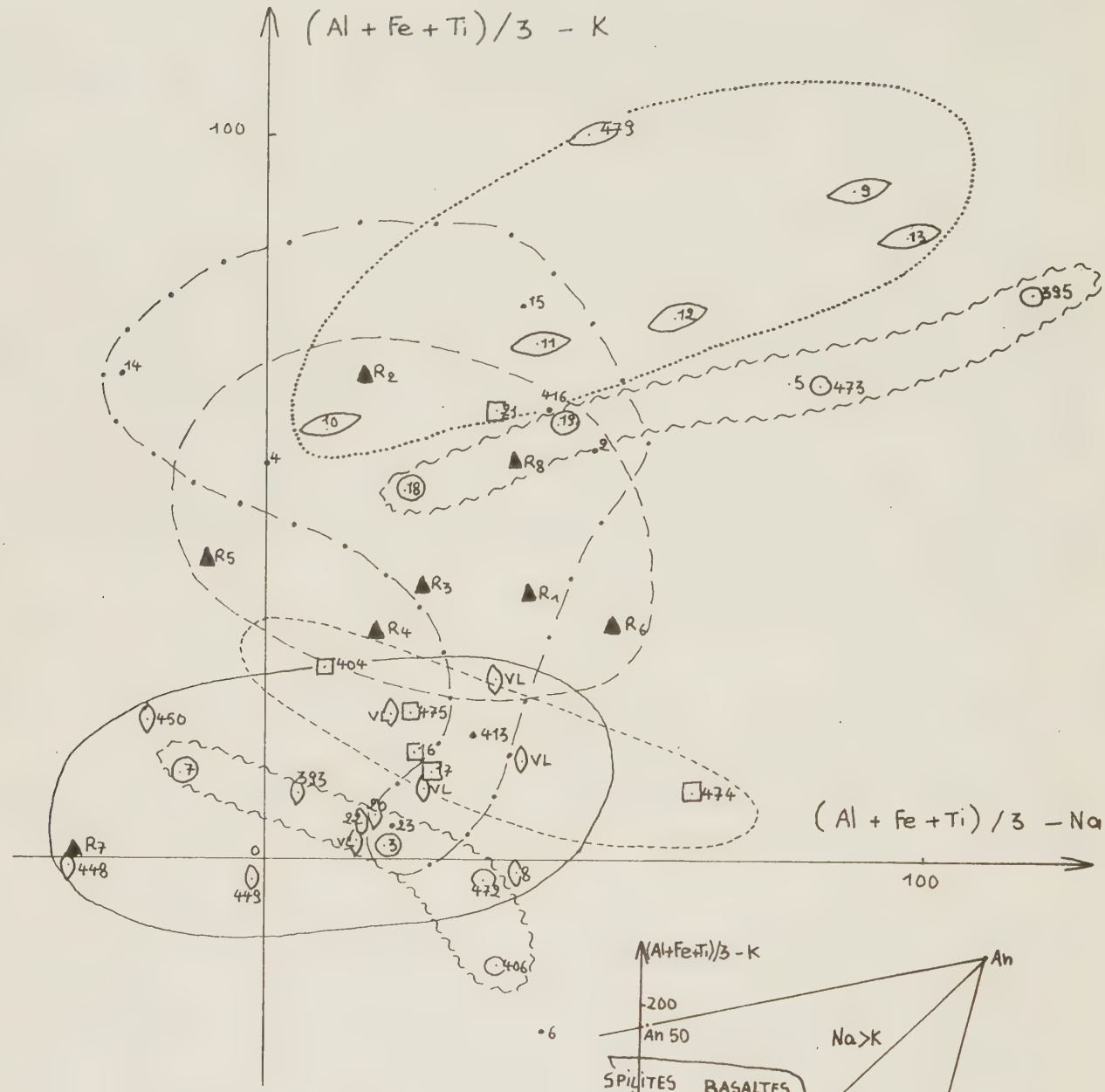
plus laminée du précédent. La taille des amandes feldspathiques est la suivante : 2 à 4 mm de large, 6 à 16 mm de long. Il est possible que ce faciès ocellaire provienne de l'écrasement de granites à grain fin.

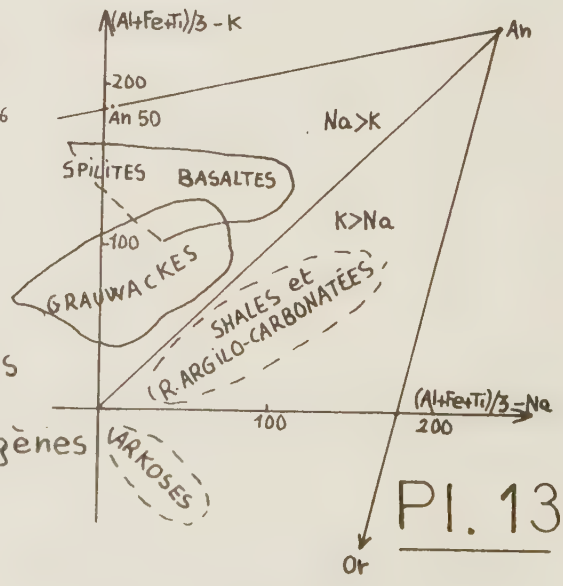
Le faciès très schistifié, à feuillets millimétriques chloriteux, se rencontre au niveau de failles où l'on note parfois le passage d'un granite un peu schistosé à ce faciès qui prend une certaine extension dans le prolongement méridional du synclinal triasico-liasique du vallon de la Pisse.

I.11. Les filons sécants tardifs

Le cortège filonien aplo-pegmatitique suit la mise en place des granites intrusifs hercyniens. Il est remarquable que ces pegmatites soient localement schistifiées. Elles présentent alors une texture amygdalaire et des phénomènes cataclastiques au microscope (lame mince E8 18 de R. OZOCAK); extinctions onduleuses, étirement, fracturation. Les phénomènes rétromorphiques sont alors nets.

Les filons lamprophyriques sont assez variés. Leur puissance est décimétrique à décamétrique. Les faciès clairs sont à phénocristaux feldspathiques, les faciès sombres à très sombres sont à hornblende. Ils sont surtout abondants entre Le Puy et Saint-Christophe.





~~ ○ Blastomylonites

—·— · Migmatites rubanées

----- □ Migmatites amygdalaires

..... ⬭ Gneiss ocellaires hétérogènes

—— ◊ Gneiss ocellaires s.str.

— — ▲ Rhyolites

PI. 13

CHAPITRE II : ETUDE PETROCHIMIQUE

Pour tenter de confirmer ou d'infirmer les discriminations établies lors de l'étude des divers faciès pétrographiques acides, nous avons fait exécuter 10 analyses chimiques (n°s 2 à 11). Les résultats obtenus ont été comparés à ceux donnés par P. BELLAIR, 1948 (R3 à R5), J. Cl. LACOMBE, 1970 (R6, R7, 393, 449, 450, 404, 474, 475), P. Le FORT, 1971 (n°s 12 à 22 et 4 "VL"), R. OZOCAK, 1965 (R1 et R2) et A. PECHER, 1970 (395, 406, 416, 472, 473, 479).

Nous utiliserons le diagramme chimico-minéralogique de de La Roche, 1964, Pl. 14) et le diagramme "K/Na" (en fait Al+Fe+Ti)/3 - K fonction de (Al+Fe+Ti/3 - Na) de Moine et de La Roche, 1968(Pl. 13).

Légende des Pl. 13 et 14

Toutes les roches dont les points représentatifs sont notés sur les diagrammes des Pl. 13 et 14 ont été soigneusement étudiées par nous-mêmes : macroscopiquement et en lame mince. Leur classification diffère parfois de celle adoptée par les différents auteurs.

Les points représentatifs des échantillons F 02, S 15, S 13, A 15, B 26 (gneiss ocellaires hétérogènes), B 28, S 10a (gneiss ocellaires s. str.), "2", A 32, F 10 (migmatites) ont été reportés à partir d'analyses modales en utilisant les points représentatifs moyens du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase et de la biotite (diagramme chimico-minéralogique de la Pl. 14).

Les autres échantillons cités proviennent :

- de notre terrain d'étude :

-- analyses données par P. Le FORT, 1971 :
blastomylonites gneissiques : 18 = AU54 ; 19 = AU 55 ;
migmatites rubanées : 14 = DX 14 ; 15 = NAB 10 ; 23 = DX 22 ;
migmatites amygdalaires : 16 = AS 21 ; 17 = AT 42 ; 21 = AW 74 ;
gneiss ocellaires hétérogènes : 12 = AW 54 ; 13 = AW 73 ;
gneiss ocellaires s. str. : 20 = AV 62 ; 22 = AW 76 ;

-- analyses données par R. OZOCAK, 1965 :
rhyolites de St-Christophe et de la Bernardière : R1 à R3 ;

-- nos analyses : blastomylonites leptynitiques : 3 = 801, 7 = 815 ;
migmatites rubanées : 2 = 800 ; 4 = 802 ;
"paléosome" : 5 = 803 et son mobilisat : 6 = 814 ;
gneiss ocellaires hétérogènes : 9 = 804 ; 10 = 805 ; 11 = 817 ;
gneiss ocellaires s. str. : 8 = 816 ;

- faciès analogues du massif du Pelvoux

-- analyses données par P. BELLAIR et al., 1948 :
R4 : rhyolite du Sélé, R5 et R6 : rhyolites du massif des Grandes Rousses ;

-- analyses données par J. Cl. LACOMBE, 1970 :
rhyolites : R6 et R7 (Eychauda) ;
migmatites amygdalaires : 404, 474 et 475 (Eychauda) ;
gneiss ocellaires s. str. du Combeynot : 393, 448, 449 et 450 ;

-- analyses données par P. Le FORT, 1971 :
gneiss ocellaires s. str. de Villar Loubière :"VL" : NJ 31, NJ 32, NJ 44, NJ46;

-- analyses données par A. PECHER, 1970 : blastomylonites gneissiques : 395, 406 ;
blstomylonites leptynitiques : 472, 473 ;
mygmatites rubanées : 416 ;
gneiss ocellaires hétérogènes : 479.

II. 1. Les blastomylonites

Le diagramme "K/Na" de la planche 13 permet d'individualiser deux groupes très différents.

- Le premier (18, 19, 473, 395) correspond aux faciès gneissiques ou "faciès sombre" d'A. PECHER. Il tombe dans le domaine des pélites.
- Le second (7, 3, 472, 406) rassemble les faciès leptynitiques ou "faciès clair à flammèches grossières" d'A. PECHER. Il chevauche largement le domaine des arkoses.

Les faciès leptynitiques pourraient représenter d'anciens niveaux gréseux intercalés dans une série pélitique et marneuse : faciès gneissiques.

Ils pourraient aussi correspondre à d'anciens filons pegmatitiques accordés tectoniquement lors de l'épisode blastomylonitique.

Enfin on pourrait penser à un ancien mobilisat témoin d'un phénomène anatectique antérieur à l'épisode blastomylonitique, les faciès gneissiques correspondant alors au paléosome de ces migmatites.

II. 2. Les migmatites et les gneiss ocellaires

Sur le terrain a été observé le passage progressif des migmatites aux micaschistes par l'intermédiaire de gneiss amygdalaires (à caractère migmatitique), de gneiss ocellaires hétérogènes et de gneiss ocellaires s. str.

L'examen du diagramme "K/Na", Pl. 13, où ont été reportés les points représentatifs de ces différents faciès (hormis les micaschistes) conduit aux constatations suivantes :

- Le champ des gneiss rubanés migmatitiques "recoupe" ceux de tous les autres faciès.
- Le domaine rhyolitique sépare nettement d'un côté les gneiss ocellaires hétérogènes et de l'autre, gneiss amygdalaires et gneiss ocellaires s. str. Les premiers sont largement situés dans le domaine des pélites alors que le groupe des gneiss amygdalaires tombe dans le domaine des arkoses et celui des gneiss ocellaires s. str. chevauche les domaines volcanique et arkosique.

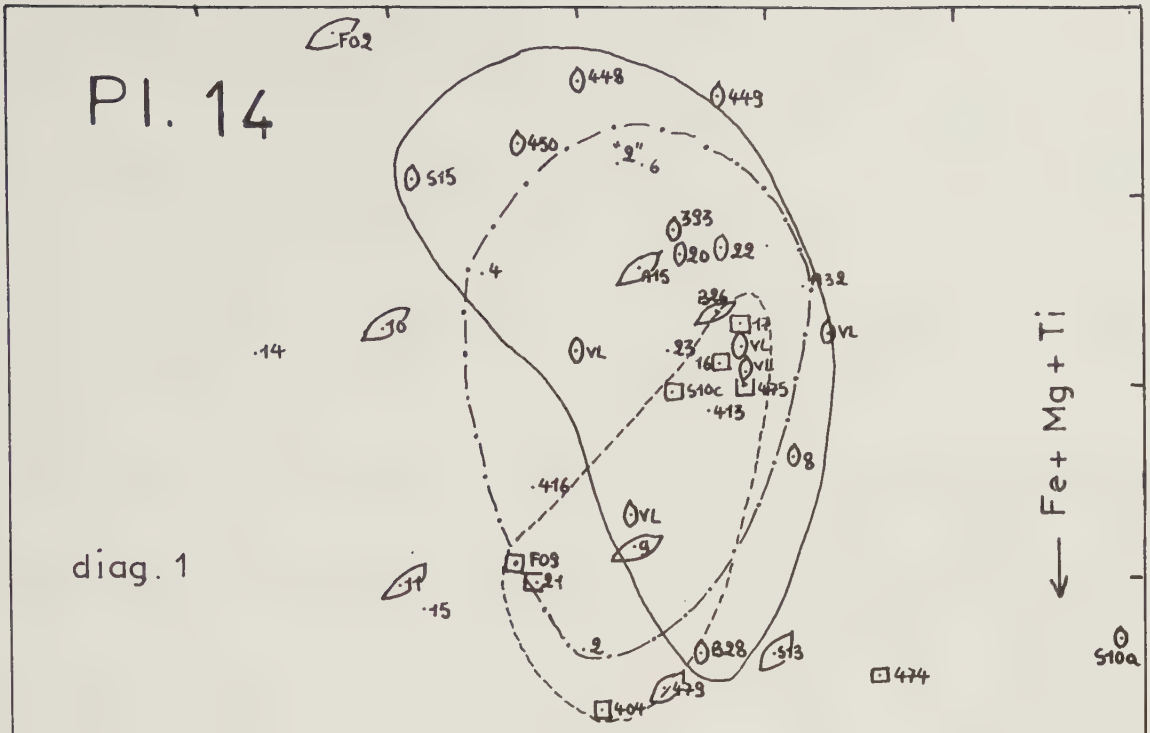
L'étude du diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche, Pl. 14, permet de mettre en évidence :

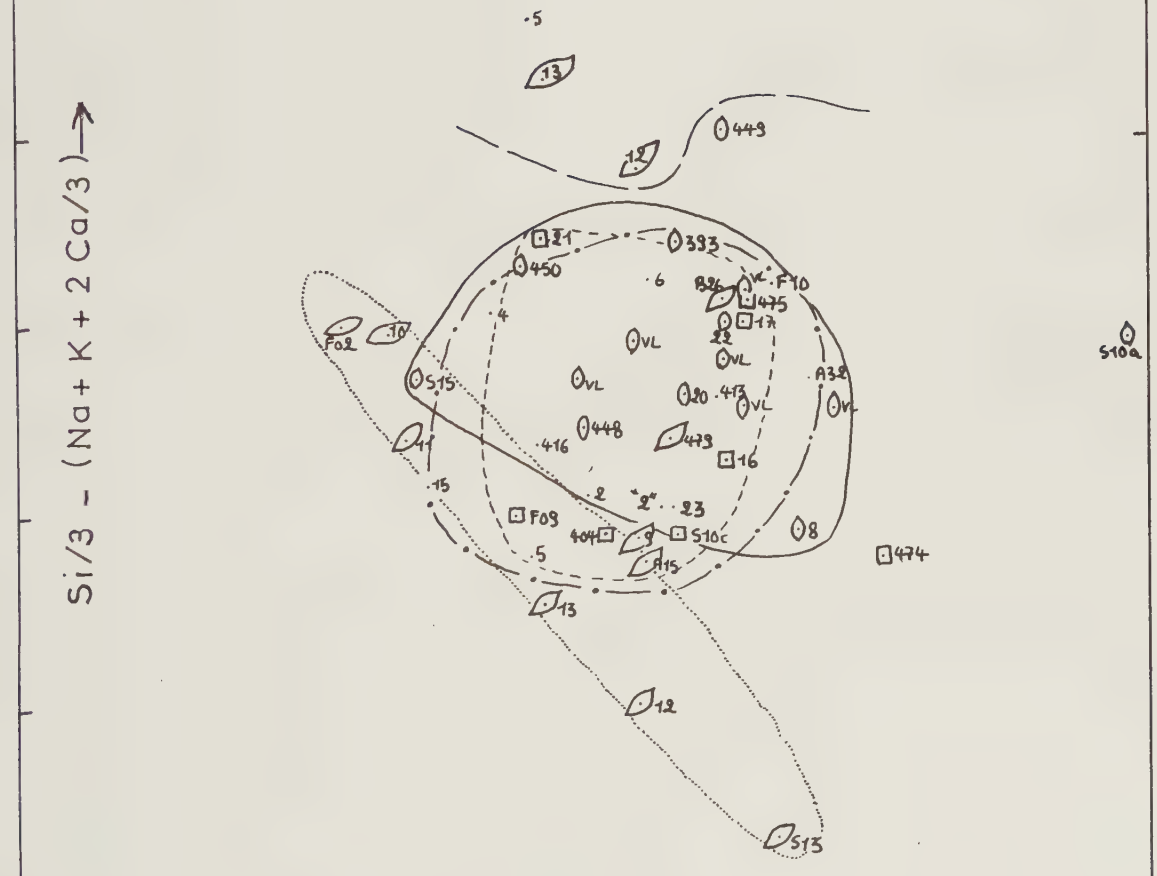
- Une variation de l'ordonnée moyenne Fe + Mg + Ti des différents groupes dénotant une fraction minéralogique colorée plus importante dans les gneiss amygdalaires que dans les migmatites et les gneiss ocellaires s. str. Ceci confirme les résultats obtenus au compteur de points (Ch. I, parag. 5, 6 et 7).

- Une nette séparation, sur le sous diagramme d'ordonnée approximativement proportionnelle à la teneur en quartz, du domaine des gneiss ocellaires hétérogènes de ceux, pratiquement confondus, des migmatites (rubanées et amygdalaires) et des gneiss ocellaires s. str. La pente linéaire du groupe des gneiss ocellaires hétérogènes est significative d'une teneur en plagioclase constante alors que celles en quartz et en feldspath potassique varient.

De ces données on peut en tirer diverses conclusions :

Pl. 14





Les gneiss ocellaires hétérogènes, au chimisme si particulier, pourraient représenter d'anciens niveaux pélitiques ou d'anciennes alternances argilo-marneuses ou marno-gréseuses (une alternance rythmique de type "flysch" a été parfois observée, notamment pour l'échantillon n° 11).

Les gneiss amygdalaires pourraient provenir d'anciennes pélites gréseuses ou/et d'arkoses micacées.

Les gneiss ocellaires du Combeynot dont les points représentatifs 448, 449, 393 et 450 sont tous situés dans le domaine volcanique défini par de La ROCHE, pourraient être d'origine volcano-détritique : tufs rhyolitiques mêlés à des sédiments arkosiques (J. Cl. LACOMBE, 1970).

Les gneiss ocellaires s. str. du Vénéon et de Villar Loubière représenteraient d'anciens grès psammitiques et pélitiques.

L'ensemble des migmatites correspondrait à une série pélitique et marneuse avec intercalations locales de bancs gréseux.

Il semble exister une certaine parenté entre les gneiss amygdalaires, les gneiss ocellaires s. str. du Vénéon et de Villar Loubière et une partie des gneiss rubanés migmatitiques. L'étude de ces seuls diagrammes est néanmoins insuffisante pour l'affirmer.

Le rôle de la migmatisation peut se surimposer à celui du chimisme originel des faciès étudiés. Les points 5 et 6, non englobés dans le domaine migmatitique, permettent d'appréhender les caractères du paléosome et ceux du néosome. En effet le point 5 est représentatif d'un gneiss finement rubané représentant très certainement le paléosome, le point 6 correspond à un mobilisat (cf. parag. B. III. 2.). La migmatisation tend donc à déplacer les points représentatifs du domaine pélitique vers le domaine arkosique.

Le rôle de l'épisode mylonitique principal, au vu de ces quelques analyses, est encore plus difficile à cerner. Nous pouvons avancer les hypothèses suivantes :

- certains gneiss ocellaires hétérogènes correspondraient à d'anciens niveaux marno-gréseux à tandance parfois conglomératique intercalés dans des pélites plus ou moins gréseuses. Ces premiers auraient été affectés avec l'encaissant par un même épisode cataclastique mais auraient "répondu" à celui-ci de manière moins marquée ;

- d'autres pourraient avoir joué le rôle d'horizon d'accumulation lors du lessivage de Ca et de Na des zones intensément fracturées.

PARTIE B : ANALYSE DES CRISTALLOGENESES

I : METAMORPHISME ET MOBILISATION ANTEBLASTOMYLONITIQUES

II : LE METAMORPHISME BLASTOMYLONITIQUE

III : LE METAMORPHISME A SILLIMANITE ET LA MOBILISATION PRINCIPALE

IV : ANALYSE DES PHENOMENES RETROMORPHIQUES

RESUME

Les cristallogenèses sont étudiées selon leur ordre d'apparition.

1. Les plaquettes de quartz formées durant l'épisode blastomylonitique contournent des minéraux reliques : disthène et sillimanite prismatique (A. PECHER, 1970), grenat riche en pyrope, hornblende, plagioclase antiperthitique. Ceux-ci sont indicateurs d'un métamorphisme anté-blastomylonitique de haute pression.
L'hypothèse d'une mobilisation anté-blastomylonitique est avancée.

2. Le métamorphisme blastomylonitique se matérialise par deux phénomènes :
- la blastèse des plaquettes de quartz et la déstabilisation de la biotite en sillimanite fibreuse auraient été contrôlées par un état de contraintes fortement anisotrope ;
- la granulation des plagioclases (J. BELLIERE, 1958) se serait produite peu après, sous un état de contraintes isotrope.

Les conditions de ce métamorphisme ont été déterminées par A. PECHER, 1970 :

P_s = 6,5 à 8,5 kb

P_{H_2O} = 2 à 4 kb

T = 600 à 650°C

3. Les études portant sur le chimisme de biotites et de couples de biotite-grenat vis-à-vis de leurs roches-hôtes amènent à conclure à un équilibre cristallochimique lors du métamorphisme "principal". Cet équilibre est déterminé par un "climat" thermodynamique stable dont les conditions approchées sont les suivantes:

T = 660°C ± 30°C

P_{H_2O} = 3,7 à 6,1 kb avec $P_s \geqslant P_{H_2O}$

Ce domaine P_{H_2O} - T se déduit par recoupements :
- du champ de stabilité des paragenèses observées,
- de la valeur de T déterminée au moyen du géothermomètre de Perchuk, 1969,
- des valeurs de P_{H_2O} et de T fonction de la teneur en manganèse du grenat, KRETZ, 1963,
- des valeurs de P_{H_2O} et de T déduites du chimisme des biotites, FROESE, 1970.

La paragenèse biotite-sillimanite-grenat-cordièrite et le chimisme des grenats permettent de plus de classer ce métamorphisme dans le faciès "amphibolite supérieur"

Le rôle des phases fluides (H_2O , CO_2) vis-à-vis des conditions d'équilibre est abordé, permettant notamment de conclure à l'existence probable de discontinuités locales de P_{H_2O}.

4. La migmatisation liée à ce métamorphisme "principal" est double, les caractères de la seconde - la plus marquée - sont appréhendés par l'étude :

- des phénomènes de diffusion : "départ" de Fe_3^+ et "apports" de Na^+ et K^+ qui se traduisent par la porphyroblastèse de biotites et de feldspaths potassiques ;

- du contrôle de l'abondance de l'eau par :
  . les niveaux d'amphibolites qui, relativement "imperméables", fixeraient à leur base une très grande quantité d'eau,
  . les charnières de plis et les zones de cisaillement jouant le rôle de "pièges à eau",
  . la teneur en vapeur d'eau contenue dans les restites.

5. L'analyse des phénomènes rétromorphiques permet de mettre en évidence différentes phases cristallogénétiques.

La chloritisation des biotites est double :
- chloritisation de fin de mobilisation liée principalement aux zones très migmatisées,
- chloritisation liée à l'épisode mylonitique post-hercynien, très marquée dans les zones très schistifiées.

La séricitisation des plagioclases des blastomylonites s'est effectuée à deux reprises :
- durant la blastomylonitisation,
- pendant l'épisode mylonitique post-hercynien.

Une étroite corrélation existe entre le développement de séricite et de néoquartz et le degré de cataclase.

Une double cristallisation est observée durant le métamorphisme pénécontemporain de la mylonitisation post-hercynienne :
- une néoformation, pendant la phase principale de l'épisode mylonitique, de quartz (et calcite) aux formes effilées, en queues d'ocelles,
- une granulation partielle du quartz et du plagioclase, une néoformation de biotites plus tardives, sous un état de contrainte isotrope.

Cette double néoformation affecte aussi bien les gneiss ocellaires que les granites hercyniens (datés par géochronologie) écrasés : d'où le caractère "post-hercynien" de ce métamorphisme qui se situerait à la limite des faciès "schistes verts" et "amphibolite".

Les recristallisations "alpines" se succèdent ainsi :

- premier stade à prehnite-pumpellyite,
- deuxième stade à filons de quartz,
- troisième stade à laumontite-analcime.

CHAPITRE I : METAMORPHISME ET MOBILISATION ANTEBLASTOMYLONITIQUES

Les minéraux reliques observés sont les suivants :
- disthène et sillimanite prismatique (A. PECHER, 1970) ;
- grenat riche en pyrope ;
- hornblende brune ? ;
- plagioclase antiperthitique ;

Ils sont tous contournés par les plaquettes de quartz, donc antérieurs à la blastèse de celles-ci.

En admettant $P_s = P_{H_2O}$, l'absence de phénomènes anatectiques et compte tenu de la coexistence disthène - sillimanite, les conditions de ce premier métamorphisme seraient (Pl. 15) :

$$P_s = 6,5 \text{ à } 7,6 \text{ kb} ; T = 600 - 620°C.$$

Des études plus poussées doivent être entreprises afin de mettre en évidence d'éventuelles traces de mobilisation antéblastomylonitique .

CHAPITRE II : LE METAMORPHISME BLASTOMYLONITIQUE

La coexistence de sillimanite et disthène, de sillimanite et séricite et la non-anatexie ont permis à A. PECHER, 1970, d'évaluer les conditions approchées du métamorphisme des "gneiss à Peyre-Arguet" assimilés à nos blastomylonites à :

$P_s = 6,5 \text{ à } 8,5 \text{ kb}$
$P_{H_2O} = 2 \text{ à } 4 \text{ kb}$
$T = 600 \text{ à } 650°C.$

Nous allons essayer de préciser les cristallogenèses de cet épisode :

1. Les cristallisations liées à la blastomylonitisation

- Les "flammèches" de quartz qui déterminent la texture blastomylonitique ont cristallisé sous un état de contraintes fortement anisotrope (voir notamment J. TOURET, 1970, qui insiste sur ce fait en notant que les granulites de Saxe, identiques à nos "blastomylonites", "sont des mylonites particulières et doivent être soigneusement distinguées des roches du faciès granulite dont elles ne constituent qu'un cas très particulier et limité").

- D'après notamment POTY, 1967, et TOURET, 1970, le gaz carbonique joue un rôle de premier plan lors de cet épisode mylonitique s. lat. Alors que la mobilité de l'eau dépend de la perméabilité de la roche, celle du CO_2 est encore difficilement "chiffrable" ; notons néanmoins que l'équilibre biotite + sillimanite = grenat + orthose est contrôlé par la fugacité d'O_2 : un apport de CO_2, pour une température suffisamment élevée, ne permet pas à la paragenèse théorique grenat + orthose de cristalliser mais, en déplaçant la courbe d'équilibre, fait cristalliser la paragenèse biotite +

sillimanite effectivement observée (d'après HSU, 1968, in WEISBROD, 1970).

- Les phénomènes rétromorphiques liés à la blastomylonitisation sont de deux types :
  - . l'un correspond à la séricitisation de la sillimanite prismatique et des plagioclases,
  - . l'autre à la déstabilisation de la biotite en sillimanite fibreuse, avec élimination d'eau et de potassium : fibrolitisation tectonique de MACAUDIERE, 1964.

Le caractère tectonique de la "fibrolitisation" est remarquable, cette "rétromorphose" se traduisant par une augmentation paradoxale du degré de métamorphisme.

Notons enfin que d'après BURNHAM, 1967, in P. Le FORT, 1971, le CO_2 fait baisser proportionnellement le pourcentage du soluté total selon l'ordre de SI, K, Na, Ca, et ne favorise donc ni un lessivage sélectif des feldspaths ni la croissance de zones de déstabilisation dans les biotites. Les phénomènes rétromorphiques cités ont donc dû se produire lorsque le milieu était relativement pauvre en CO_2 juvénile.

2. La granulation des plagioclases

La recristallisation des plagioclases se note par des amas de plages granulées (terme de granulation introduit par J. BELLIERE, 1958). Les cristaux sont de taille uniforme, leurs contours sont rectilignes et leurs côtés font entre eux des angles proches de 120°. Leur orientation optique est voisine au sein d'un même amas mais varie d'une lentille à l'autre.

En mesurant 30 angles voisins d'un amas granulé sur la lame "BM", nous avons obtenu une valeur moyenne de 120, 3° pour un écart-type de 14, 9°.

Ces valeurs sont très semblables à celles données par J. TOURET, 1969, qui d'après KRETZ, 1966, propose un modèle de recristallisation simultanée à partir de germes distribués uniformément avec une vitesse linéaire de croissance constante dans toutes les directions. Ce dernier point est particulièrement important car il impose un état de contraintes isotrope lors de la recristallisation. L'épisode durant lequel les plagioclases se sont "granulés" a dû immédiatement suivre celui responsable de la mylonitisation s. lat.

CHAPITRE III : LE METAMORPHISME A SILLIMANITE ET LA MOBILISATION PRINCIPALE

La mobilisation la plus récente masque souvent les caractères du métamorphisme auquel elle est directement liée, le "suivant" d'un point de vue chronologique dans les zones les plus "profondes".

Ainsi allons-nous étudier le métamorphisme "principal" puis les caractères de la mobilisation : modes, constituants, extension.

I. LE METAMORPHISME PRINCIPAL

Après l'épisode de blastomylonitisation, il a été mis en évidence (notamment par A. PECHER, 1970 : cristallisation, oblique sur la schistosité des blastomylonites gneissiques, de sillimanite fibreuse et de biotite) un nouveau métamorphisme qui sera qualifié de "principal" car étant pratiquement le dernier, il est le plus visible.

Nous allons tenter d'en préciser les caractères, c'est-à-dire, d'après les paragenèses observées, le chimisme de certains minéraux et couples de minéraux, de fixer le "climat" thermodynamique dans lequel il s'est déroulé.

I.1. Etude des paragenèses

Nous allons d'abord, d'après les paragenèses observées, et en les comparant aux données expérimentales, fixer une "fourchette" des températures et des pressions.

Nous admettrons que durant ce métamorphisme principal la pression des solides, P_s , a été égale à la pression des fluides, P_f. A l'appui de cette hypothèse simplificatrice on pourrait invoquer que ce métamorphisme s'est déroulé sans déformations cataclastiques lesquelles ont tendance à rendre "ouverts" les systèmes que sont les roches.

Nous avons choisi les minéraux étalons et isogrades suivants (Pl. 15) :

- variétés polymorphes du silicate d'alumine (andalousite, sillimanite, disthène) dont les domaines de stabilité choisis seront ceux d'ALTHAUS, 1967 (courbe 1) ;
- isograde + de la muscovite : à gauche des courbes 2 (équilibre muscovite + quartz = sillimanite + orthose + eau) et 2' (eutectique du système quartz + feldspath potassique), d'après WINKLER, 1967 ;
- isograde + de la cordiérite magnésienne "commune" à droite des courbes 3, SCHREYER et YODER, 1964, et 3', WINKLER, 1967 (extrapolation de la courbe 3);
- les courbes 4, 5 et 6 d''anatexie minimale", d''anatexie moyenne" et d''anatexie maximale" de WINKLER, 1967.

Notons tout d'abord que les roches étant partiellement mobilisées, on se situera à droite de la courbe 4 du diagramme P-T de la planche 15.

La coexistence de sillimanite et de cordiérite limite le domaine P-T à droite de la courbe 3'.

La présence de muscovite, bien que souvent liée à des phénomènes tardifs de destabilisation du feldspath potassique et de la biotite, limite le domaine P-T à gauche des courbes 2 et 2'.

Le domaine P-T suivant (zone hachurée) est finalement défini :

$T = 640$ à $715°C$

$P_s = P_f = 2,8$ à 6 kb.

I. 2. Cristallochimie et métamorphisme

L'étude que nous allons entreprendre est soumise à certaines réserves du fait de son caractère fragmentaire et du manque de données géochimiques.

Ainsi nous avons considéré le chimisme des grenats comme étant homogène, ce qui peut ne pas être le cas : zonations dues à un polymétamorphisme qu'une étude à la microsonde pourrait peut-être déceler. De même nous avons admis que le chimisme des biotites était homogène alors qu'il existe au moins deux générations de biotites.

1. 2. a. Chimisme des biotites et de leurs roches-hôtes

Nous étudierons les variations de $Fe_2^+/Fe_2^+ + Mg_2^+$ des biotites fonction de celles du même rapport des roches-hôtes correspondantes (Pl. 16).

En plus des trois biotites analysées par absorption atomique à l'Ecole d'Electrochimie de Grenoble (B1 à B3), nous avons utilisé les analyses de biotites effectuées par quantométrie au C. R. P. G. de Nancy (P. Le FORT, 1971). Ces dernières ont été extraites des formations de la Lavey, du Pigeonnier (gneiss rubanés plus ou moins mobilisés) et de Villar Loubière (gneiss ocellaires s. str.).

Toutes ces analyses n'indiquant que la teneur en fer total, nous avons utilisé le rapport de $Fe_3^+/Fe_2^+ = 1/5$ pour connaître la teneur en Fe_2^+ de la biotite. Ce rapport Fe_3^+/Fe_2^+ est déduit de nos observations microscopiques et des recherches de MIYASHIRO, 1958 et de HAYAMA, 1959.

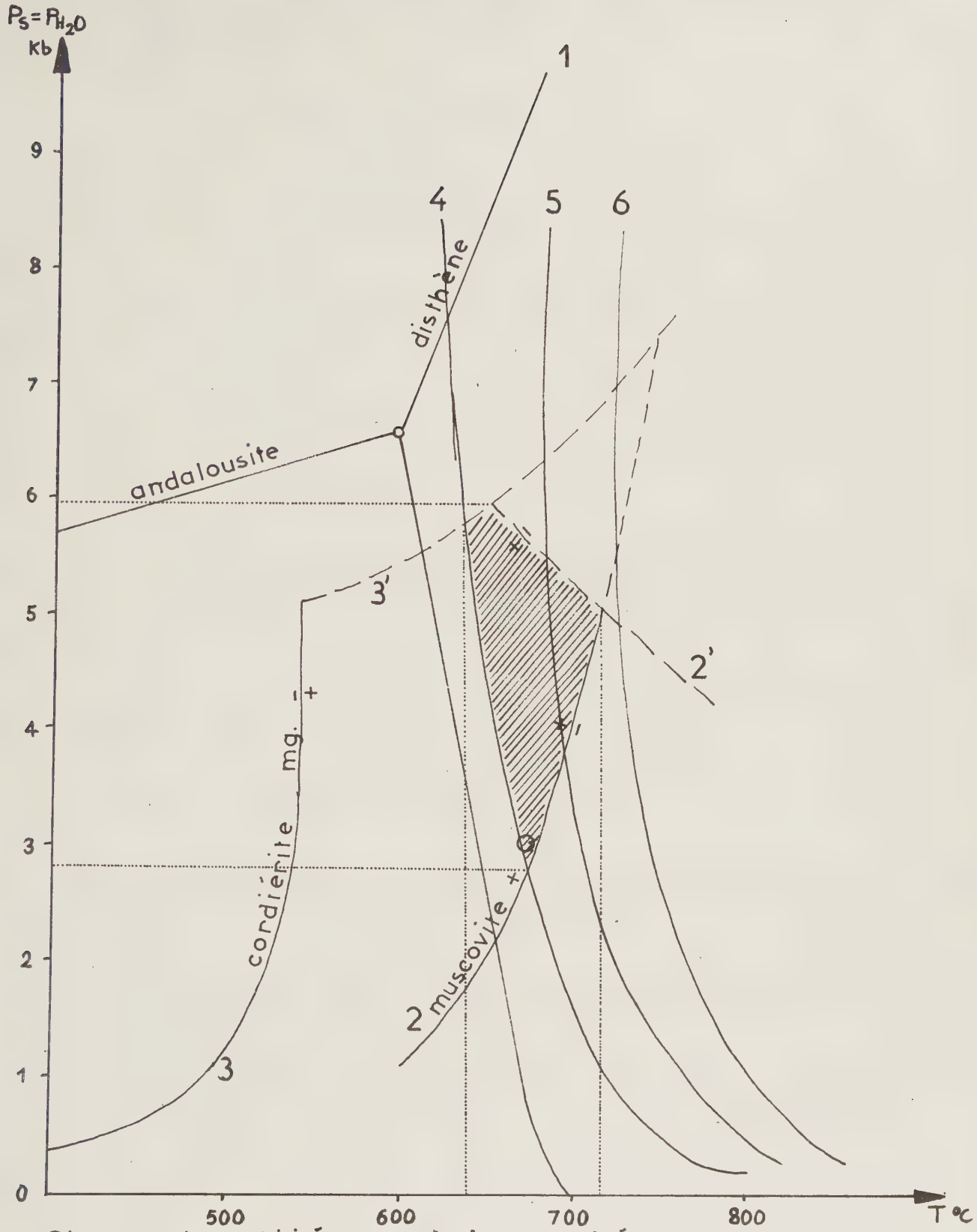
En effet le fort pléochroïsme brun délavé à brun rouge des biotites, soit des faciès migmatitiques, soit des faciès ocellaires dénote une forte teneur en titane et une relative pauvreté en Fe_3^+. Fe_3^+/Fe_2^+ variant de 0 à 1/4, 75, nous avons donc choisi la valeur maximale, couramment déterminée pour des roches de degré métamorphique semblable.

Nous avons utilisé le rapport $Fe_3^+/Fe_2^+ = 0, 6$ pour déterminer la teneur en Fe_2^+ des roches-hôtes analysées à Nancy. Il s'agit de la moyenne des analyses 800, 802 et 803 (points R1, R2 et R3) effectuées par voie humide à l'Institut Dolomieu de Grenoble.

La position des points représentatifs à gauche de la droite d'égalité des rapports $Fe_2^+/Fe_2^+ + Mg_2^+$, planche 16, met en évidence le caractère ferrifère de la biotite vis-à-vis de sa roche-hôte.

Le chimisme très homogène de la population de biotites encadrée par des tiretés ne présente aucune corrélation avec celui des roches-hôtes correspondantes (Pl. 16).

Si la biotite était le seul minéral ferro-magnésien de la roche, le rapport $Fe_2^+/Mg_2^+ + Fe_2^+$ de ce minéral serait le même que celui de la roche, ce qui n'est pas le cas : le fer et le magnésium sont distribués en fonction du degré d'équilibre qu'ils ont atteint durant la cristallisation métamorphique.



Champs de stabilité des principaux minéraux composant les gneiss plus ou moins mobilisés.

PI. 15

Pl. 16

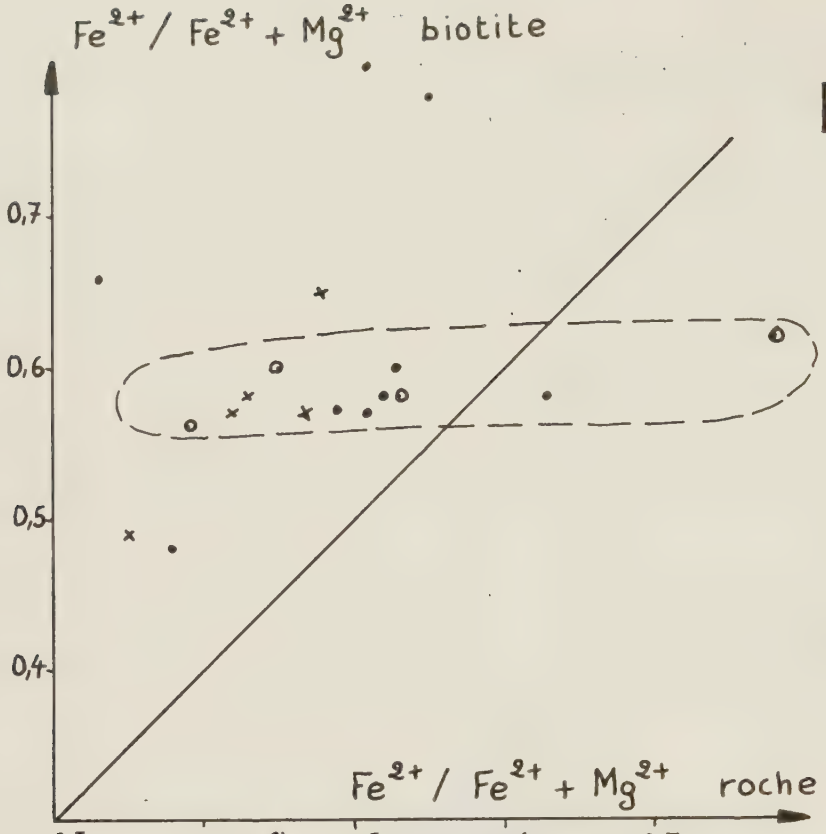


fig. 1

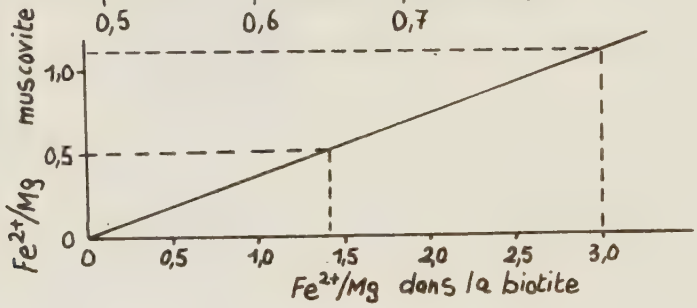


fig. 2

fig. 1 : Variation de $Fe_2^+/Fe_2^+ + Mg_2^+$ de la biotite en fonction de celles de $Fe_2^+/Fe_2^+ + Mg_2^+$ de la roche-hôte. Les points représentent les faciès rubanés ou amygdalaires, plus ou moins mobilisés ; les cercles : les faciès migmatisés du Pigeonnier et les croix, les faciès ocellaires de Villar Loubière. Le chimisme des biotites est très homogène.

fig. 2 : Rapports Fe_2^+/Mg_2^+ dans les biotites et les muscovites coexistantes de la région d'Ardnamurchan : ceux-ci sont répartis de manière linéaire, d'après BUTLER, 1960.
Nous avons reporté sur cette droite les rapports Fe_2^+/Mg_2^+ :
- de la moyenne des autre biotites appartenant à nos couples biotite-grenat,
- de la moyenne des 14 biotites analysées par quantométrie au C. R. P. G. de Nancy (cf. Pl. 16, fig. 1).

Nous en avons déduit les valeurs des rapports Fe_2^+/Mg_2^+ des muscovites associées aux biotites.

Nous pouvons dire avec WEISBROD, 1970, qu'à température et pression données, la composition de la biotite en association tétraphasée avec un grenat essentiellement ferrifère et deux minéraux non ferro-magnésiens, ne dépend pas de la composition globale de la roche mais seulement de cette pression et de cette température".

1.2.b. Chimisme des muscovites

Nous utiliserons les résultats des travaux de BUTLER, 1960 : lorsqu'il y a coexistence de la biotite et de la muscovite, ce qui est le cas pour nos gneiss rubanés plus ou moins mobilisés, une distribution régulière des rapports de Fe_2^+/Mg_2^+ suggère que les deux micas ont dû recristalliser en équilibre l'un avec l'autre.

Nous pouvons ainsi déterminer, grâce à la figure 2 de la planche 16 le rapport Fe_2^+/Mg_2^+ de la muscovite associée à la biotite : il est de 1, 02 pour les échantillons R1, R2 et R3 et de 0, 5 pour les échantillons analalysés à Nancy.

Ceci montre l'influence de la paragenèse minérale, ici biotite-muscovite, sur le rapport Fe_2^+/Mg_2^+ de chaque minéral.

1.2.c. Cristallochimie des grenats

Nous avons utilisé le diagramme FeO, MnO, MgO de Miyashiro, 1953, (Pl. 17 fig. 2), en y reportant quatre analyses (n°s 1 à 4) et celles données par P. Le FORT, 1971 (NG 32 et PE 48). Tous ces grenats - hormis le n° 4 qui est un grenat de "quartzite biotitique" - appartiennent à des gneiss rubanés plus ou moins mobilisés.

Il apparaît que tous les points représentatifs tombent dans le domaine du métamorphisme de faciès amphibolite.

Nous nous sommes aussi servi du diagramme triangulaire de composition des grenats, in Touret, 1969 (Pl. 17 fig. 1).

Pour obtenir les points 1 à 4, nous avons corrélé nos analyses où seuls le fer, le magnésium et le manganèse ont été dosés avec celles de P. Le FORT : grenats de faciès identique (à part le n° 4).

Tous les points représentatifs indiquent une forte teneur en almandin les incluant dans le domaine du faciès amphibolite avec toutefois pour le point PE 48 une certaine proportion en pyrope qui le situe à la limite du faciès granulite.

Les points 1 à 4 sont situés à la limite des faciès "amphibolite" et "éclogite" : le grenat 4 appartient à un niveau de quartzite biotitique interstratifié dans les amphibolites. La formation de celui-ci pourrait être liée à un métamorphisme de contact (?).

Néanmoins un seul minéral ne peut être l'unique indicateur du métamorphisme.

Pour certains auteurs, notamment AHERTON, 1965, l'éventuelle richesse de la roche en fer ou en manganèse influe davantage sur la composition des

Pl. 17

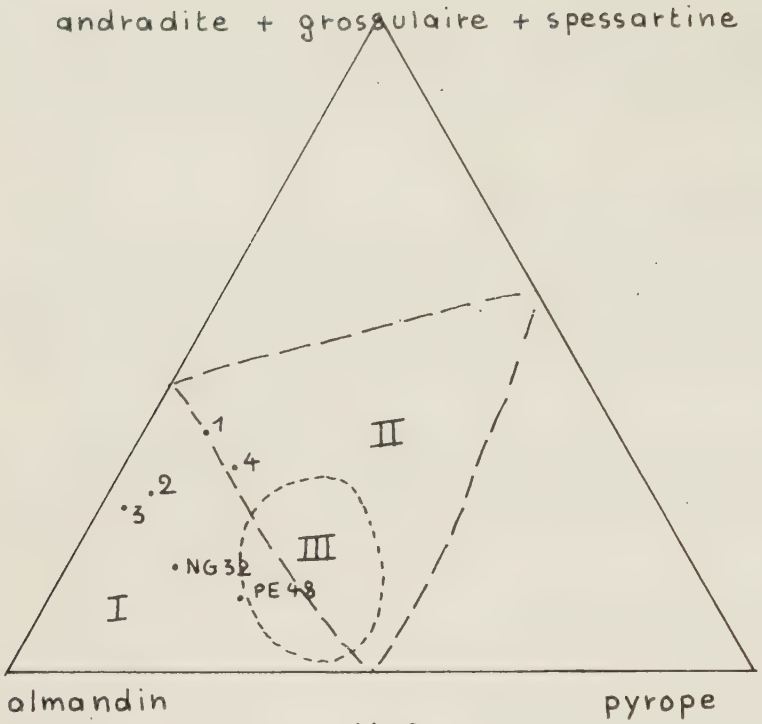


fig. 1

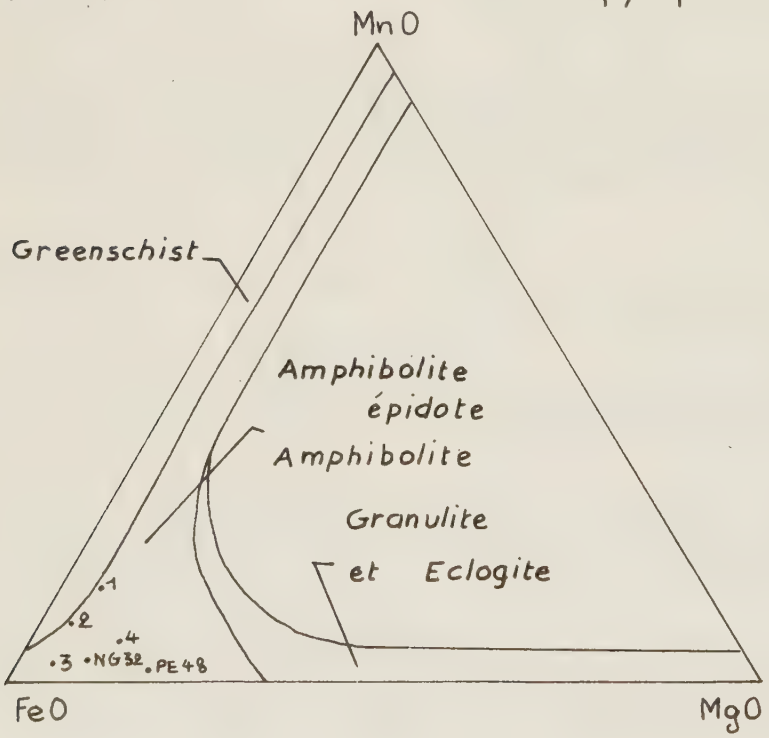


fig. 2

fig. 1 : diagramme triangulaire de composition des grenats, in TOURET, 1969

I : domaine moyen des grenats de la série pyralspite des roches métamorphiques de faciès "amphibolite" et "granulite" (d'après TRÖGER, 1967, ENGEL et ENGEL, 1960, HOWIE, DEER et ZUSSMANN, 1962).

II : grenats des éclogites, d'après TRÖGER, 1967 ;

III : grenats des granulites de type Saxe - identiques aux blastomylonites -, d'après SCHARBERT, 1962-1963.

fig. 2 : diagramme triangulaire FeO-MnO-MgO de Myiashiro, 1958.

grenats que l'équilibre des températures et les limites de la stabilité du minéral.

L'influence de la roche mère et de la paragenèse minérale (recristallisation en équilibre des principaux minéraux ferro-magnésiens : biotite-muscovite, biotite-grenat ...) dans laquelle se trouvent les grenats étudiés rendent donc difficiles à interpréter les variations de la répartition des ferro-magnésiens dans les seuls grenats.

Aussi, pour mieux cerner les conditions d'équilibre, nous étudierons le couple biotite-grenat.

I. 3. Etude des couples biotite-grenat

Nous avons étudié la répartition des ferro-magnésiens dans trois couples biotite-grenat (n°s 1, 2, et 3). Nous y joindrons celui donné par P. le FORT, 1971, (NG 32).

I. 3. a. Etude des relations entre la composition chimique R d'une roche et de celle de deux de ses constituants minéralogiques (biotite B grenat G)

Nous avons reporté sur un diagramme triangulaire Mn, Fe, Mg, (Pl. 18, fig. 2) les 4 analyses de biotite-grenat ainsi que celles de leur roche-hôte.

Les points représentatifs du chimisme de la roche et ceux du couple biotite-grenat correspondant ne s'alignant pas, nous avons tracé les droites des moindres carrés pour chacun de ces groupes de 3 points. On constate que ces lignes d'attache ("tie lines") sont parallèles entre elles ce qui témoigne d'un équilibre c'est-à-dire des conditions de pression-température fixes pour lesquelles à chaque roche-hôte correspond un couple biotite-grenat dont le rapport Mn/Mg demeure constant alors que Fe varie.

La substitution Mn + Mg et Fe se fait donc dans les mêmes proportions pour cette série de roches aux compositions chimiques différentes.

Nous pouvons ainsi considérer le couple biotite-grenat comme un système en équilibre où les échanges d'ions se font mutuellement et ainsi utiliser le diagramme de Perchuk, 1969, basé sur cette considération.

1. 3. b. Géothermomètre de Perchuk, 1969

A l'équilibre, la répartition de certains éléments majeurs tels que Fe_2^+, Mg_2^+ et Mn_2^+ dans le couple biotite-grenat obéit pratiquement à la loi d'action de masse appliquée aux solutions idéales.

Le coefficient de distribution du magnésium $K_{X_{Mg}}$ est donc une constante d'équilibre fonction de la température.

Compte tenu de cette relation, PERCHUK a établi une série de courbes isothermes correspondant à des coefficients X_{Mg} différents. $X_{Mg} = Mg_2^+/Mg_2^+ + Fe_2^+ + Mn_2^+$ = fraction ionique du magnésium dans la biotite et le grenat.

Nous avons reporté sur ces courbes (Pl. 18 fig. 2) les valeurs de X_{Mg}

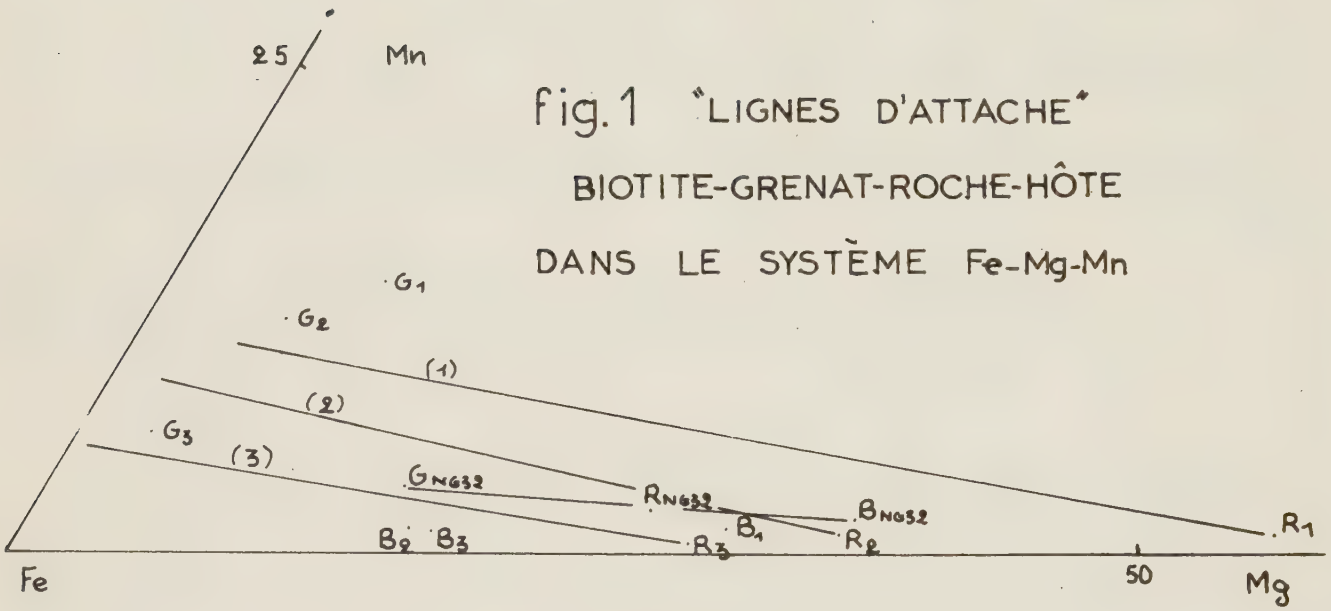


fig. 1 "LIGNES D'ATTACHE"
BIOTITE-GRENAT-ROCHE-HÔTE
DANS LE SYSTÈME Fe-Mg-Mn

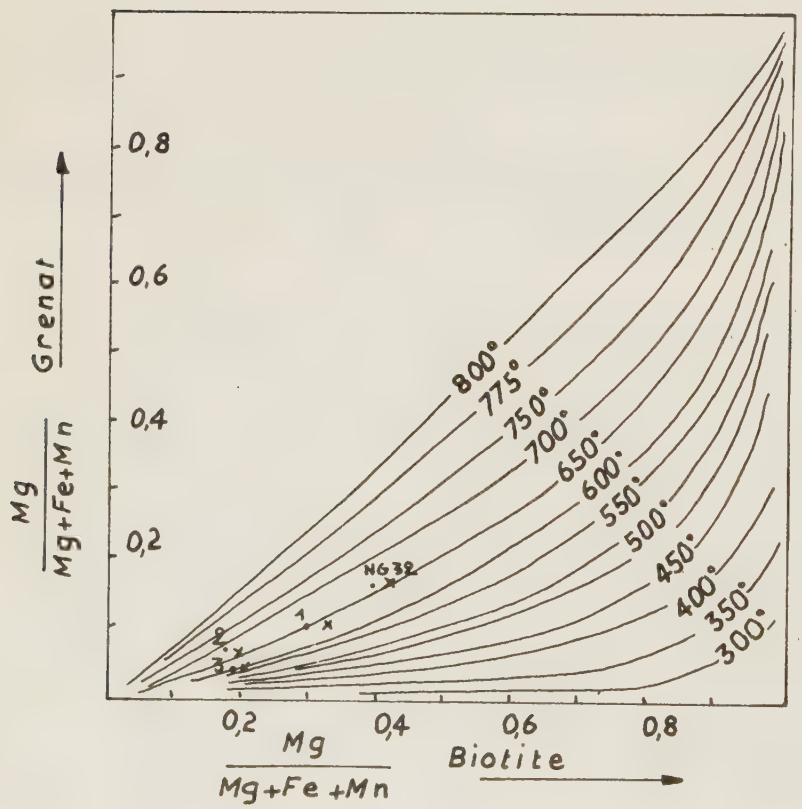


fig. 2

GÉOTHERMOMÈTRE
BIOTITE GRENAT
de
PERCHUK, 1969

Pl. 19

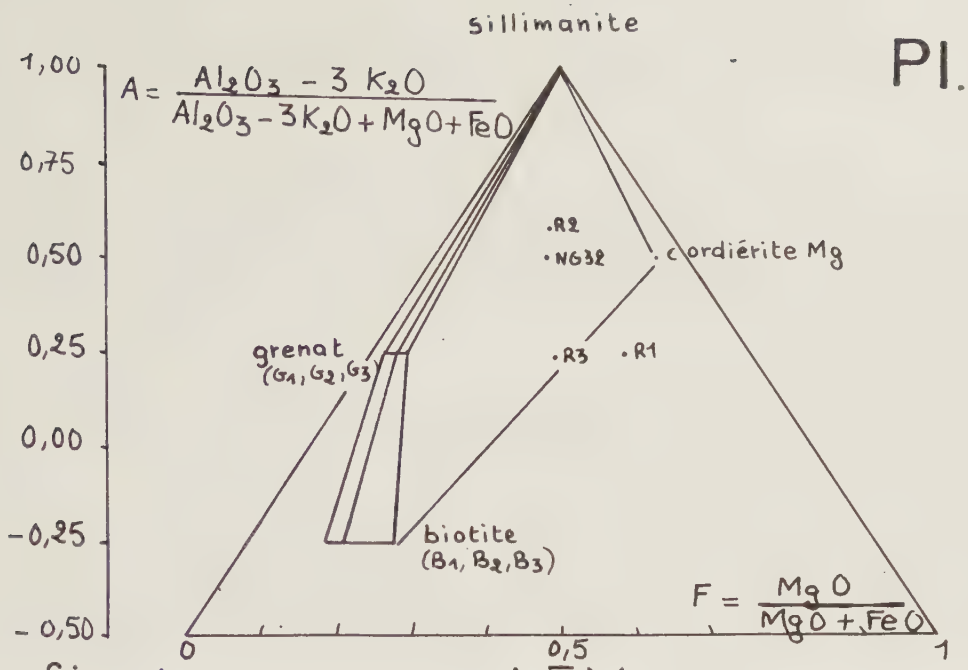


fig. 1 : DIAGRAMME AFM DE THOMPSON-1957

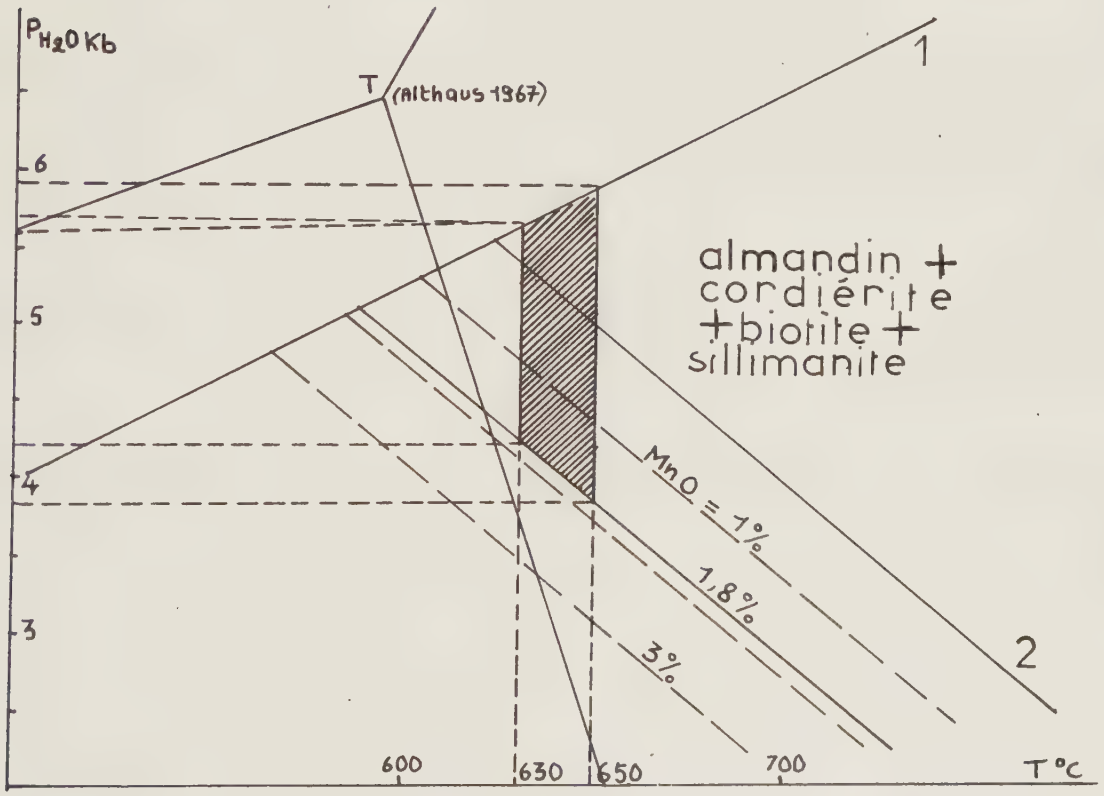


fig. 2 : TENEUR en MNO DU GRENAT et CHAMP DE STABILITE de L'ASSOCIATION ALMANDIN-CORDIERITE - BIOTITE - SILLIMANITE

pour les 4 couples biotite-grenat étudiés.

Notons que le rapport Fe_3^+/Fe_2^+ des grenats pour un tel degré de métamorphisme est insignifiant et négligeable aux erreurs de mesures près. Nous avons donc pris Fe = Fe_2^+ pour les grenats étudiés.

Par contre le rapport Fe_3^+/Fe_2^+ des biotites est à prendre en considération. En effet il peut varier, nous l'avons vu, de 0 à 1/5. Pour Fe_3^+/Fe_2^+ des biotites = 1/5 nous trouvons (points-croix de la fig. 2 de la Pl. 18) une température de l'ordre de 630°C alors qu'elle serait égale à 650°C pour un rapport Fe_3^+/Fe_2^+ des biotites nul.

Notons enfin que l'influence de la teneur en autres éléments sur l'équilibre du couple biotite-grenat est ici considérée comme négligeable.

Aux erreurs de mesures près et à celles dues à l'hypothèse retenue d'un équilibre chimique global (à l'intérieur duquel de multiples équilibres locaux, "équilibres en mosaique" de Korjinskii, 1957, pourraient trouver place) nous pouvons estimer (Pl. 18, fig. 2) la température du métamorphisme principal à :

$$T = 640°C \pm 30°C \ .$$

1.3.c. Détermination de la pression de vapeur d'eau du métamorphisme principal

Nous allons utiliser deux voies de recherche basées respectivement sur la cristallisation du grenat et sur celle de la biotite afin de déterminer, par recoupements, la pression lors du métamorphisme.

- Teneur en manganèse du grenat et pression de vapeur d'eau

Pour R. KRETZ, 1963, la teneur en manganèse du grenat est fonction à la fois de la température et de la pression seulement si ce minéral coexiste avec de la biotite et de la sillimnaite (ou disthène, ou muscovite), du quartz, du feldspath potassique et de l'eau au moment de la cristallisation.

Or nous observons bien cette paragenèse. L'association biotite-sillimanite-grenat-cordiérite se visualise sur le diagramme AFM de Thompson, 1957 (Pl. 19, fig. 1).

Cette paragenèse s'expliquerait par les réactions suivantes :

(1) $2K(Fe, Mg)_3\ Al\ Si_3\ O_{10}\ (OH)_2 + 6\ Al_2Si\ O_5 + 9\ Si\ O_2$

biotite — sillimanite — quartz

$= 2\ K\ Al\ Si_3\ O_8 + 3\ (Fe, Mg)_2\ Al_4\ Si_5\ O_{18} + 2\ H_2O$

feldspath potassique — cordiérite

(2) $K(Fe,Mg)_3\ Al\ Si_3\ O_{10}\ (OH)_2 + Al_2\ Si\ O_2 + 2\ Si\ O_2$
biotite sillimanite quartz

$= K\ Al\ Si_3\ O_8 + (Fe,Mg)_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12} + H_2O$
feldspath potassique grenat

Nous observons en effet l'antériorité de la sillimanite fibreuse, incluse dans la cordiérite (Pl. photos) et de la biotite, incluse dans le feldspath potassique et dans la cordiérite, vis-à-vis de la cordiérite et du feldspath potassique. Le grenat , lui, semble être lié à la deuxième génération de biotites.

Selon HIRSCHBERG et WINKLER, 1968 (Pl. 9, fig. 2), le domaine inférieur de stabilité de l'association biotite-sillimanite-grenat-cordiérite doit être rabaissé sur le diagramme P_{H_2O}-T en fonction de la teneur en MnO du grenat.

La moyenne de la teneur en MnO des quatre grenats étudiés est de 1,8 % ce qui donne, d'après la planche 19, fig. 2, pour des températures voisines de 640°C (résultat obtenu au moyen du géothermomètre de Pershuk), les limites des valeurs de pression de vapeur d'eau suivantes :

630°C : P_{H_2O} peut varier de 4,2 à 5,7 kb
640°C : " " " " 4,1 à 5,8 "
650°C : " " " " 3,9 à 5,9 "
660°C : " " " " 3,7 à 6,1 "
670°C : " " " " 3,5 à 6,2 "

- Détermination de la pression partielle de vapeur d'eau à partir de la cristallochimie des biotites

Par l'étude de l'équilibre biotite + sillimanite + quartz = grenat + feldspath potassique + eau et de la substitution des éléments ferro-magnésiens dans le couple biotite-grenat, FROESE, 1970, a pu construire des abaques à quatre variables :

. température,
. fugacité de vapeur d'eau,
. fraction ionique la biotite, $X^{bi}_{Fe} = Fe_2^+/Fe_2^+ + Mg_2^+ + Mn_2^+$ du fer ferreux dans
. fraction ionique la biotite. $X^{bi}_{Mn} = Mn_2^+/Fe_2^+ + Mg_2^+ + Mn_2^+$ du manganèse dans

Selon l'hypothèse faite sur le rapport Fe_3^+/Fe_2^+ des biotites, nous en déduisons les valeurs X^{bi}_{Fe} et de X^{bi}_{Mn} pour les quatre biotites de nos couples étudiés (bi "4") auxquelles nous avons ensuite adjoint les 14 biotites analysées à Nancy (bi "18") :

- pour $Fe_3^+/Fe_2^+ = 1/5$: $X^{bi\ "4"}_{Fe} = 0,69$; $X^{bi"4"}_{Mn} = 0,009$

$X^{bi\ "18"}_{Fe} = 0,58$; $X^{bi"18"}_{Mn} = 0,010$

- pour $Fe_3^+ / Fe_2^+ = O$: $X_{Fe}^{bi''4''} = 0,72$; $X_{Mn}^{bi''4''} = 0,008$

$X_{Fe}^{bi''18''} = 0,61$; $X_{Mn}^{bi''18''} = 0,009$

Connaissant par ailleurs la température approchée du métamorphisme, nous en déduisons les valeurs de P_{H_2O} suivantes :

Fe_3^+/Fe_2^+ biotite	moyenne des 4 biotites des couples biotite-grenat		moyenne de l'ensemble des 18 biotites	
	1/5	0	1/5	0
630°C	2,1 kb	2,7 kb	1,3 kb	1,6 kb
640°C	2,5 kb	3,2 kb	1,8 kb	2,3 kb
650°C	3,2 kb	4,1 kb	2,6 kb	3,4 kb
660°C	4,9 kb	6,3 kb	3,5 kb	4,4 kb
670°C	6,6 kb	8,5 kb	4,6 kb	5,9 kb

Notons que pour une faible variation de température et de X_{Fe}^{bi} la valeur de la pression partielle de vapeur d'eau est rapidement modifiée (échelle logarithmique).

I. 4. Rôle des phases fluides vis-à-vis des conditions d'équilibre

Ce rôle ne sera abordé qu'à titre indicatif, simplement pour souligner la complexité des phénomènes cristallochimiques.

Nous suivrons l'interprétation thermodynamique de KORJINSKII, 1949, qui a introduit la notion de "systèmes ouverts à constituants entièrement mobiles". Le "système" peut être fermé par rapport aux constituants inertes et complètement ouvert par rapport aux constituants entièrement mobiles.

On peut de plus estimer, d'après POTY, 1968, que, dans la majorité des niveaux métamorphiques, la phase fluide libre est essentiellement constituée par des solutions aqueuses de Na Cl avec plus ou moins de CO_2 ou par un mélange H_2O-CO_2-Na Cl.

1. 4. a. Rôle de la vapeur d'eau

Nous avons jusqu'à présent raisonné comme si la pression fluide (pratiquement la pression de vapeur d'eau) avait la même valeur que la pression solide.

Cette hypothèse simplificatrice peut bien sûr être contestée. Il ressort en

effet de la planche 20, fig. 1, qu'à des températures constantes une diminution de la pression moyenne et/ou une variation de P_{H_2O} sont susceptibles de donner des associations minérales en équilibre correspondant à des degrés géothermiques apparents (droites a, b, c) très différents de celui qui a pu régner lors de la phase "majeure".

C'est ce qui expliquerait la détermination imprécise de la pression qui peut localement varier soit dans l'espace (niveaux lithologiques plus ou moins anhydres) soit dans le temps (notamment capture de l'élément vapeur d'eau dans les "restites" lors de la mobilisation, ce qui tend à abaisser le P_{H_2O} dans ces niveaux millimétriques ou centimétriques).

De plus pour FONTEILLES et GUITARD, 1968 et BARD, 1969, la coexistence de l'association biotite-sillimanite-grenat-cordiérite sur de vastes étendues laisse supposer que les réactions (1) et (2) précédemment citées sont divariantes et que les roches catazonales renfermant une telle association - ce qui est notre cas - constituent des systèmes clos pour H_2O avec $P_{H_2O} < P_s$.

1.4.b. Rôle de la fugacité de l'oxygène $f O_2$

Rappelons, notamment d'après WEISBROD, 1970, que le rapport Fe_3^+/Fe_2^+ des minéraux ferro-magnésiens est contrôlé avant tout par $f O_2$ (elle-même fonction de $f CO_2$).

Nous allons citer deux exemples où $f O_2$ est un facteur déterminant vis-à-vis des conditions d'équilibre.

- L'équilibre biotite-sillimanite-grenat-orthose

En principe la température de réaction pour les minéraux essentiellement ferrifères est indépendante de $f O_2$. En fait on note une différence de température due à l'introduction de Fe_3^+ dans les minéraux. Cette introduction déplace l'équilibre biotite-sillimanite - grenat-orthose, d'après HSU, 1968, in WEISBROD, 1970.

L'oxygène étant peu mobile, la fugacité d'oxygène varie principalement d'après la nature lithologique de la roche dans une zone d'isométamorphisme.

- Les minéraux opaques

La stabilité des paragenèses des minéraux opaques est fonction des fugacités d'oxygène, du soufre et du gaz carbonique.

Nous avons observé, dans les gneiss rubanés plus ou moins migmatisés F 09, A 27, "800", "802" et "803" les paragenèses suivantes (une partie des déterminations a été effectuée aux rayons X) :

magnétite - galène - arséniopyrite ;
magnétite - pyrite ;
hématite ;
magnétite - hématite ;
hématite - ilménite - pyrite.

Nous avons schématiquement reporté les points représentatifs des paragenèses observées sur un diagramme potentiel chimique d'oxygène - potentiel chimique du soufre (projection sur le plan ilménite-hématite du diagramme de Korjinskii, 1959, des potentiels chimiques de $Ti O_2$, O_2 et S pour les systèmes Fe-S-O-$Ti O_2$ (Pl. 20, fig. 2).

Légende planche 20

fig. 1 : influence de la condition $P_s \geqslant P_f \geqslant P_{H_2O}$ sur l'estimation du degré géothermique dans les zones profondes (d'après J. P. BARD, 1969).

fig. 2 : paragenèses des minéraux opaques des gneiss rubanés plus ou moins mobilisés. Projection sur le plan ilménite-hématite du diagramme des potentiels chimiques pour le système $Fe\text{-}O\text{-}TiO_2$ (KORJINKII, 1959).

Pl. 20

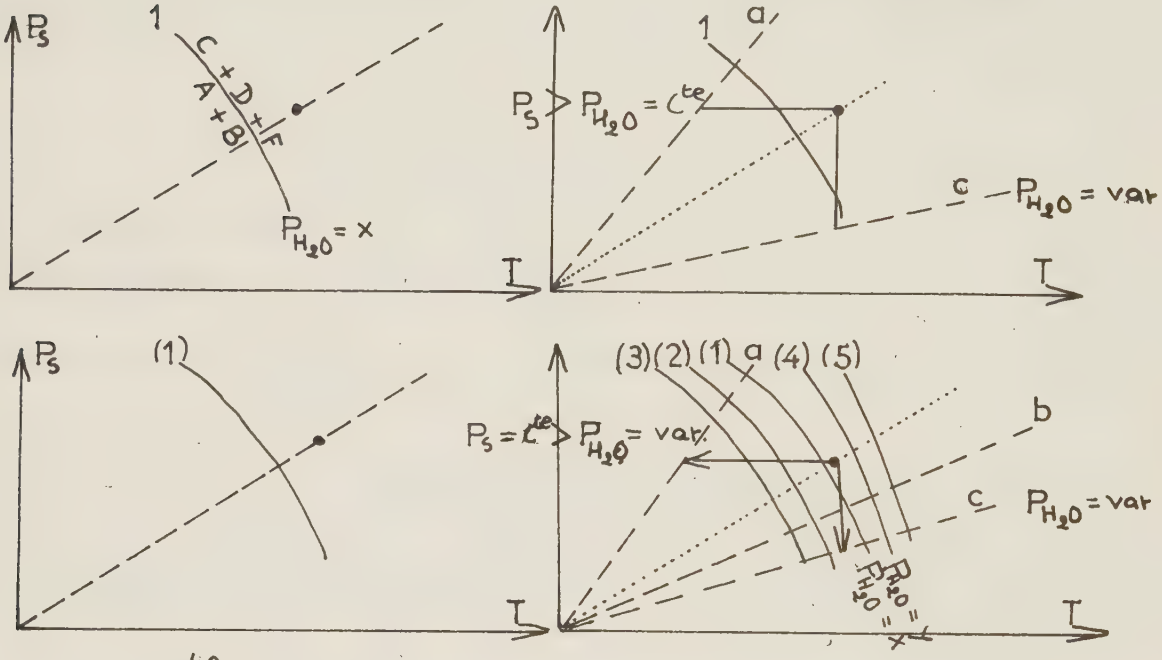


fig. 1

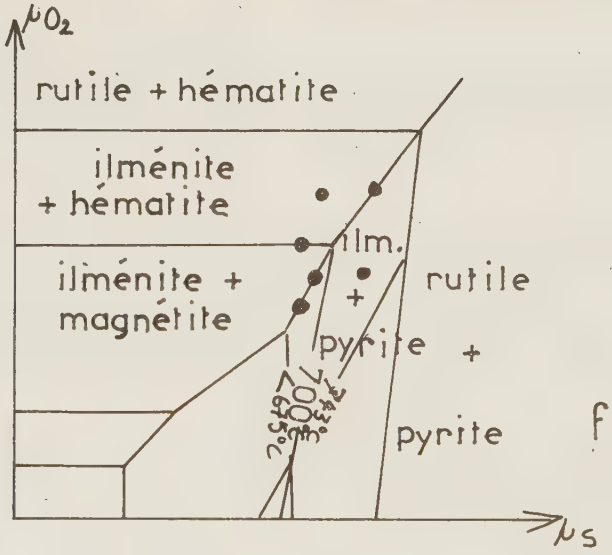


fig. 2

La coexistence de ces paragenèses pourrait être le fait de changements discontinus locaux du potentiel chimique de l'oxygène (notons que les niveaux amphibolitiques apportent, lors de la mobilisation, une quantité notable de CO_2) ou résulter des discontinuités probables de P_{H_2O}.

Notons de plus que, d'après le diagramme P_{O_2} - T des équilibres réalisés dans le système Fe-Si-O de Eugster, 1959, à une température de près de 660°C - celle de notre métamorphisme - correspond une pression partielle d'oxygène de 10^{-12} bars pour l'équilibre hématite-magnétite observé.

I. 5. Détermination de la température et de la pression du métamorphisme principal

Tenant compte des résultats obtenus, nous en déduisons par recoupements les conditions approchées du métamorphisme principal :

$$T = 660°C \quad (\pm 30°C)$$

$$P_{H_2O} = 3,7 \text{ à } 6,1 \text{ kb} \quad \text{avec } P_s \geqslant P_f \geqslant P_{H_2O}$$

II. ANALYSE DES PHENOMENES DE MOBILISATION

La double migmatisation signalée notamment par A. PECHER et C. GILLOT-BARBIERI, 1970, dans la partie orientale du massif du Pelvoux et par P. Le FORT, 1971, dans le secteur du Pigeonnier se retrouve dans les gneiss plus ou moins mobilisés de la Lavey (Pl. 21, fig. 4).

La première correspond à une "gneissification" régionale. Il s'agit d'une anatexie débutant à la fin du plissement synmétamorphique. Son étude est rendue difficile car ses reliques sont éparses et mal conservées.

La seconde - que nous allons étudier ci-après - est marquée par un grand développement de mobilisat.

Rappelons qu''une migmatite est une roche hétérogène, composite à l'échelle mégascopique, faite de plusieurs parties pétrographiquement différentes ; l'une est dans un état plus ou moins métamorphique, les autres, plus récentes, ont un aspect plutonique" (POLKANIV, 19).

Dans une migmatite, BARTH (1962), a distingué : le paléosome correspondant au matériel originel peu ou pas transformé et le néosome qui est la partie essentiellement régénérée. Ce néosome comprend lui-même le leucosome, fraction claire quartzo-feldspathique et le mélanosome, fraction sombre enrichie en minéraux ferro-magnésiens ; ce dernier est également appelé restite.

Le leucosome est plus mobile que l'encaissant et tend à recouper les structures anciennes, d'où le nom de mobilisat créé par Mehnert, 1962.

II. 1. Analyse des phénomènes de diffusion

Notons tout d'abord que le développement plus ou moins important des figures de mobilisation traduit la plus ou moins grande importance des fusions partielles. La fusion partielle se ferait in situ (d'après notamment TOURET, 1970).

fig. 1

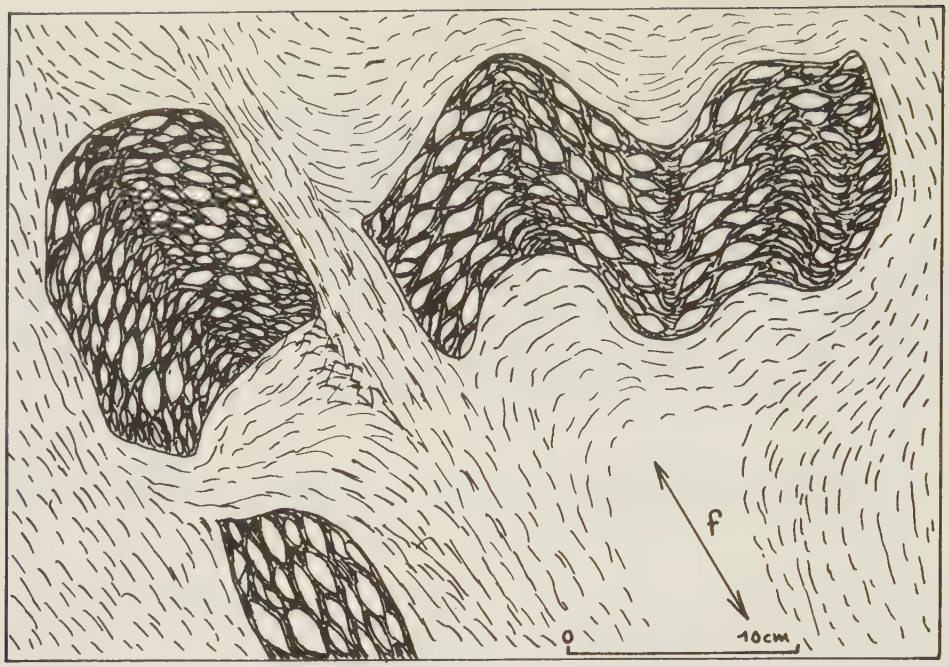


fig. 2

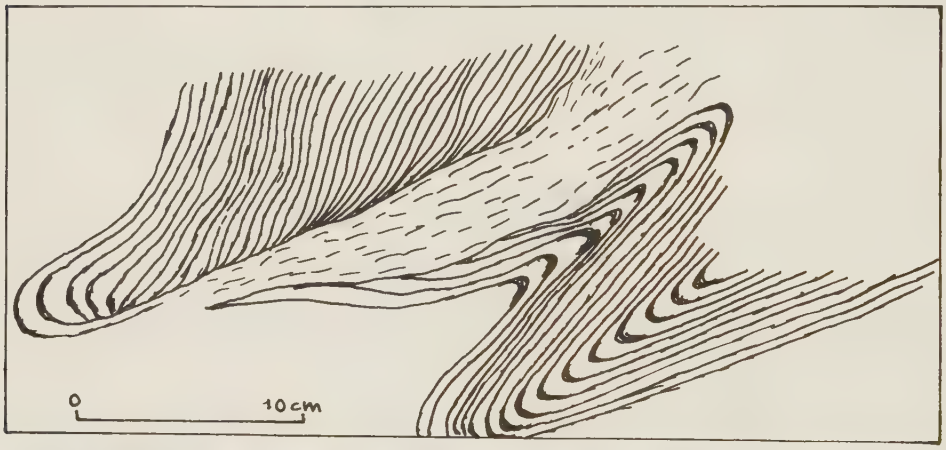


fig. 3

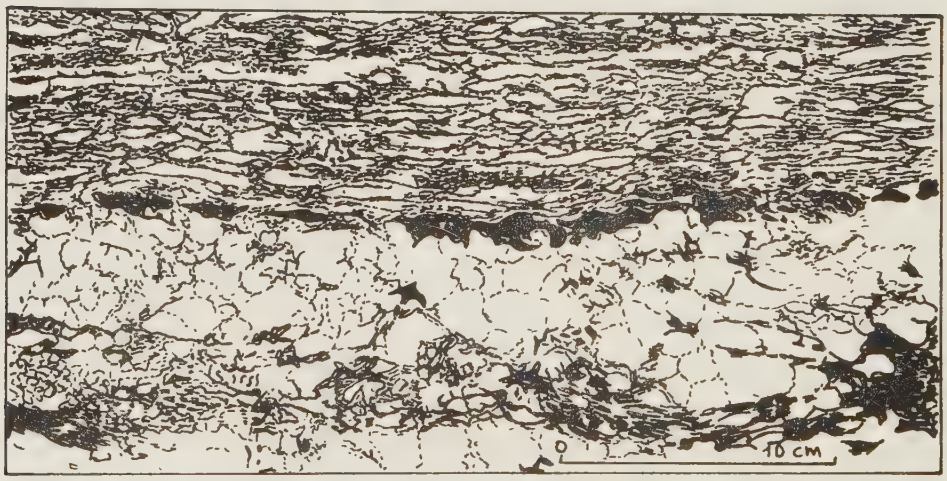
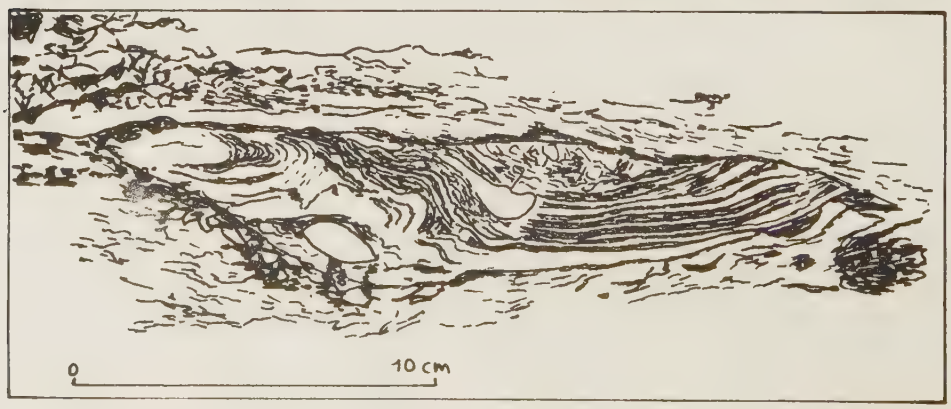


fig. 4



Pl. 21

Légende Pl. 21 : LA MOBILISATION PRINCIPALE

fig. 1 : contrôle de la mobilisation ("flux" f) par le "strain-slip cleavage" St_1 affectant les gneiss oeillés amphibolitiques (2 400 m, cirque de l'Alpe du Pin).

fig. 2 : contrôle de la mobilisation par les flancs des plis (zones de "flux") (2 000 m, vallon de la Selle).

fig. 3 : aspect de la mobilisation dans les blastomylonites gneissiques (2 800 m, lac Noir-Jandri). De par la porphyroblastèse de feldspaths potassiques, ces roches prennent l'aspect de "blastites".

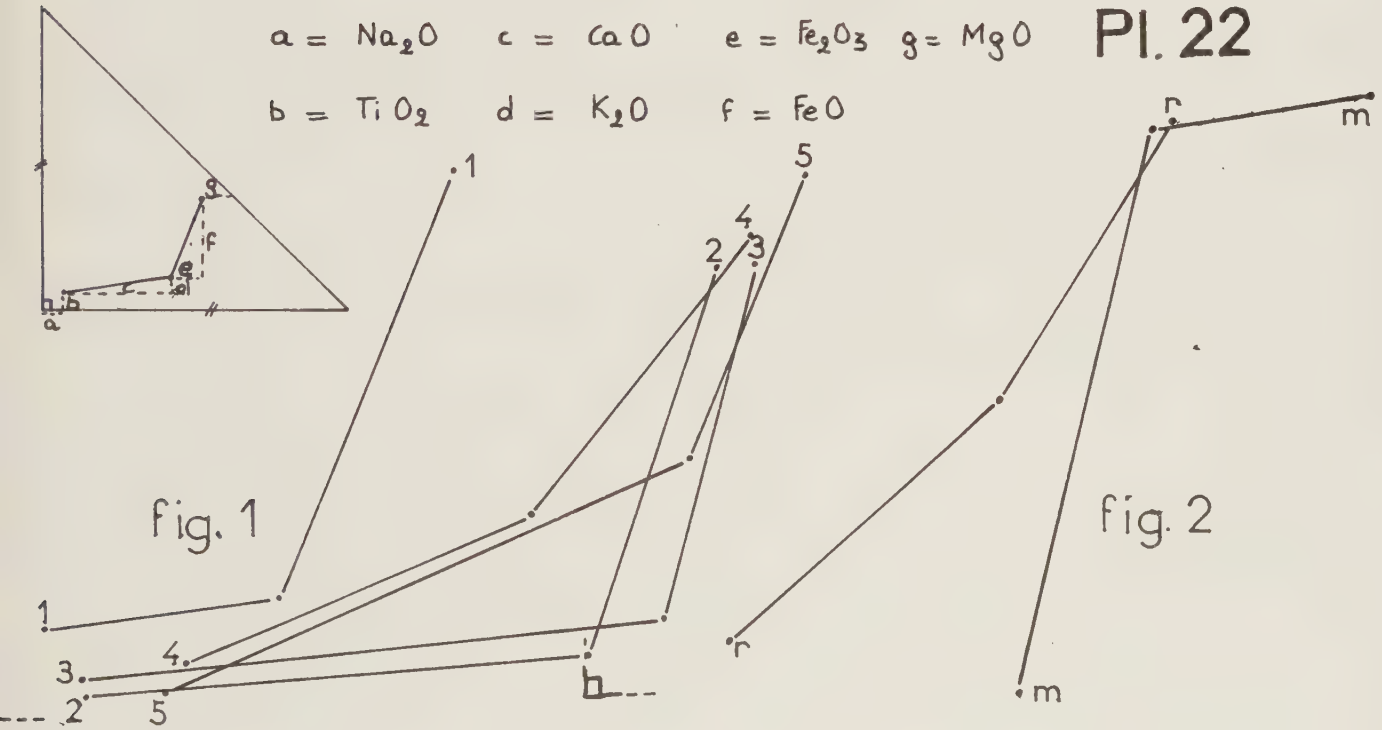
fig. 4 : aspect de la double migmatisation (2 400 m, lac des Bêches, Lavey). Des gneiss rubanés, déjà mobilisés, sont repris par un mobilisat à texture assez grossière.

Légende Pl. 22 : DIAGRAMME VECTORIEL DE LODOCHNIKOV, 1925

fi. 1 : Géochimie et mobilisation dans les amphibolites.

1 = an. 423 : amphibolite de Peyre-Arguet, faciès grenatifère ;
2 = an. 482 : amphibolite de l'Ailefroide, pyroxénite ;
3 = an. 422 : amphibolite de Peyre-Arguet, faciès peu grenatifère (1 à 3 : A. PECHER, 1970);
4 : an. : 798 : amphibolite rubanée de la Lavey ;
5 : amphibolite du Puy (R. OZOCAK, 1965).

fig. 2 : "Restite" r (an. 803) et son mobilisat (an. 814)(glacier des Selettes, Lavey)



Le mouvement des fluides, principalement H_2O, correspondrait à un régime "subvisqueux" (NISSAN, 1946, in TOURET, 1969), produit par la superposition d'une perméabilité classique régie par la loi de Darcy et d'une diffusion de la phase dispersée le long des joints intergranulaires.

Les migrations ioniques se font essentiellement le long des plans de foliation et se marquent par la cristalloblastèse de feldspath potassique , de biotite puis de muscovite (mobilisation plus ou moins "stratoïde" : Pl. 21, fig. 4).

Nous allons dans un premier temps étudier la composition et la répartition du feldspath potassique, minéral indicateur de diffusion ionique, puis essayer de cerner le rôle des constituants "mobiles" : Na, K et Fe_3^+ .

II. 1. a. Composition du feldspath potassique

D'après P. Le FORT, 1971, Il y a prédominance du mélange des formes triclinique et monoclinique dans un même échantillon. Ceci est vrai pour les gneiss granitoïdes du Pigeonnier, situés au Sud Est de notre terrain, les gneiss de la Lavey ou les "gneiss ocellés du Plan du Lac" AS 21 et AT 42 (dénommés par nous gneiss amygdalaires migmatitiques), situés eux sur notre terrain d'étude. Le pourcentage d'albite en solution solide dans le feldspath potassique approche 15 %.

II. 1. b. Teneur en feldspath potassique

Nous utiliserons les deux rapports suivants :

- "f", teneur volumétrique en feldspath potassique vis-à-vis de l'ensemble des feldspaths de la roche ;
- "bi", indice correspondant au pourcentage volumétrique de la biotite dans la roche.

L'étude de plaques colorées nous a permis de noter les valeurs de "f" suivantes par ordre croissant :

	"f" %	"bi" %
blastomylonites gneissiques G 01, G 03 et B 37	0	26, 6
gneiss rubanés non mobilisés E 02 et F 07	0	30, 0
amphibolites A 30, A 31 et F 01	0, 5	5, 2
blastomylonite gneissique B 35	10, 0	28, 2
gneiss ocellaires hétérogènes S 10b, S 13, F 02, A 15, B 26, et E 07	22,5	15, 0
gneiss amygdalaires migmatitiques F 09, S 10c	28, 5	18, 3
gneiss ocellaires s. str. S 10a, B 28 et E 04	42, 5	16, 5
blastomylonites leptynitiques B 01 et B 23	43, 0	13, 8
gneiss rubanés migmatitiques A 27, A 32, F 08, F 10 et "2"	46, 0	13, 3

Un rapport "f" élevé permet de déterminer en partie les zones très mobilisées. Ainsi les blastomylonites gneissiques B 01 et B 23, à fort coefficient "f", sont situées dans des zones très mobilisées, à la base d'amphibolites.

"f" est aussi fonction de la "perméabilité" de la roche. Ainsi les amphibolites, relativement "imperméables" vis-à-vis des fluides, possèdent effectivement un indice "f" quasiment nul.

II. 1. c. Mobilisation et géochimie

Nous avons utilisé le diagramme vectoriel de Lodochnikov, 1925, (in KORJINSKII, 1957) pour les oxydes TiO_2, CaO, K_2O, FeO, Fe_2O_3, MgO afin de préciser la mobilité différentielle de ces éléments.

La planche 22, fig. 1 permet d'individualiser deux groupes d'amphibolites :
- le premier, au rapport $K_2O/CaO = 0,104$, correspond aux amphibolites grenatifères et pyroxénites de Peyre-Arguet, A. PECHER, 1970 ;
- le second correspond à deux amphibolites rubanées de notre terrain : $K_2O/CaO = 0,323$ [1].

Le rapport K_2O/CaO et la teneur en Na_2O plus élevés dans le second groupe que dans le premier rendent compte du caractère "mobile" des éléments K^+ et Na^+ lors de la migmatisation. Ceci se marque par la cristalloblastèse de feldspaths potassiques et de biotites.

Le rapport FeO/Fe_2O_3, bien que sujet à caution du fait des réarrangements et altérations minéralogiques post-mobilisat, est plus élevé dans le premier groupe ce qui correspondrait à une fugacité d'oxygène plus élevée due peut-être à une variation de température ("départ" de Fe_3^+).

La planche 22, fig. 2 montre les rapports d'un gneiss rubané très biotitique (paléosome ?) et de son mobilisat.

Les variations des valeurs de Na_2O, K_2O/CaO, FeO/Fe_2O_3 sont encore plus spectaculaires que précédemment, indiquant aussi une "introduction" de K^+ et de Na^+ et un "départ" de Fe_3^+ lors de la migmatisation.

II. 2. Contrôle de la mobilisation

Compte tenu des faibles différences de température estimées à $\pm$ 30°C et de la relation $P_{H_2O} \leqslant P_s$, nous pouvons en déduire que l'eau a été l'agent déterminant des modalités de la mobilisation.

Son abondance dans la phase fluide paraît être essentiellement contrôlée par :
- les niveaux d'amphibolites qui, relativement très "imperméables", fixeraient à leur base une très grande quantité d'eau ;
- les charnières de plis et des zones de cisaillement jouant le rôle de "pièges à eau" ;
- la teneur en vapeur d'eau contenue dans les "restites".

---

1. Ce rapport est analogue ou supérieur pour les amphibolites mobilisées analysées pour P. Le FORT, 1971, sur notre secteur d'étude.

II. 2. a. Rôle d''écran''des amphibolites

Ce rôle est classiquement décrit par de nombreux auteurs, notamment par BARD, 1969 et TOURET, 1969.

La carte géologique hors-texte témoigne du rôle majeur que les niveaux basiques ont joué durant la mobilisation.

Les roches acides situées structuralement à la base des amphibolites sont très micacées (nouvelles biotites à fort pléochroïsme) et riches en porphyroblastes de feldspath potassique. C'est également dans ces zones "très mobilisées" qu'apparaissent des plis d''écoulement'', d'orientation anarchique (WYNNE-EDWARDS, 1968).

La base des niveaux basiques est en outre très affectée par cette concentration de la phase fluide qui se traduit par une blastèse (relativement peu marquée) de feldspaths potassiques et de biotites brun-rougeâtre marquant une nouvelle linéation dans la trame amphibolitique. La texture agmatitique (nombreuses figures d''entraînement'') s'observe fréquemment à la base des niveaux amphibolitiques.

La teneur en magnésium (par rapport à Fe, Mn, Ti) de la hornblende verte est de 86 % pour l'échantillon A 30 prélevé au toit du niveau d'amphibolites de l'Alpe du Pin et de 79 % pour l'échantillon A 31 appartenant au mur du même niveau.

Les phénomènes sont analogues, à l'échelle près, pour les niveaux métriques d'amphibolites assez abondants dans le vallon de la Lavey.

II. 2. b. Contrôle structural de la mobilisation

Le mobilisat, se dirigeant vers les zones à pressions minimales, va s'accumuler dans des "pièges" structuraux correspondant à des charnières de plis ou à des zones de cisaillement ("strain-slip cleavage" : Pl. 21, fig. 1 ; flancs de plis : Pl. 21, fig. 2).

II. 2. c. La fusion anatectique

La limitation du néosome, et donc du phénomène migmatitique, est une conséquence de la quantité d'eau disponible dans le paléosome : eau de la phase fluide et eau des minéraux hydroxyles.

La température de fusion anatectique dépend, d'après WINKLER, 1967, de:
- la pression solide,
- la teneur en CO_2 dans la phase gazeuse,
- la teneur en anorthite,
- l'inverse de la pression partielle de vapeur d'eau.

AUTRAN, FONTEILLES et GUITARD, 1972, notent que la chute de pression partielle de vapeur d'eau dans les roches anatectiques ne se transmet pas aux roches voisines non fondues. Ceci peut ainsi conduire à des valeurs de P_{H_2O} très différentes dans les domaines juxtaposés, distants seulement de quelques centimètres. Ce sont des conclusions identiques à celles que nous avions avancées au paragraphe I. 4. a.

CHAPITRE IV : ANALYSE DES PHENOMENES RETROMORPHIQUES

I. LES RETROMORPHOSES DE FIN DE MOBILISATION ET CELLES LIEES A L'EPISODE MYLONITIQUE POST-HERCYNIEN

I. 1. Déstabilisation des biotites, des amphiboles et des plagioclases

Nous utiliserons les indices volumétriques suivants :
- "s" : pourcentage de séricitisation du plagioclase
- "s' " : " de "néoséricite" ("s' " est inclus dans "s")
- "b" : " de chloritisation-exsolutions de fer et de titane de la biotite
- "a" : " de chloritisation-exsolutions de fer et de titane de l'amphibole.

Nous observons les résultats suivants :

	"s"	"s' "	"b"	"a"
amphibolite (5 éch.)	77	0	40	2
S 12 : quartzite biotitique au sein des amphibolites	97	0	9	
gneiss oeillés amphibolitiques (2 éch.)	74	0	100	
blastomylonites (7 éch. dont 1 sans biotite)	98	76	60	
gneiss rubanés non mobilisés (3 éch.)	82	0	10	
gneiss rubanés migmatitiques (8 éch.)	70	0	50	
gneiss amygdalaires migm. (3 éch.)	92	30	100	
(G) gneiss ocellaires hétérogènes (10 éch.)	90	12	30	
gneiss ocellaires s. str. (6 éch.)	96	65	42	
micaschistes D 06	100	63		
rhyolites (2 éch.)	86	77		

I. 1. a. Chloritisation des biotites et des amphiboles

La cause de la chloritisation (et des phénomènes d'exsolution associés) de la biotite n'est pas nettement mise en évidence par le tableau des indices "b".

Ceci paraît être dû à une superposition dans l'espace de phénomènes rétromorphiques de différentes générations :
- une chloritisation de fin de mobilisation, liée principalement aux zones très migmatisées,
- une chloritisation liée à l'épisode mylonitique post-hercynien, très marquée dans les zones très schistifiées.

L'exsolution de titane, sous forme de sphène et/ou de rutile maclé sagénite en épitaxie sur les biotites, semble être fonction de la composition chimique de la roche mère. Ceci est particulièrement vrai pour les gneiss oeillés amphibolitiques, certains gneiss ocellaires hétérogènes (D 03), certains gneiss rubanés non mobilisés (E 02), les blastomylonites gneissiques.

Les phénomènes de déstabilisation relativement peu marqués dans les amphiboles rendraient compte de l'"imperméabilité" des niveaux basiques, facteur de contrôle tout au long de la migmatisation.

I. 1. b. Séricitisation des plagioclases

Les plagioclases des blastomylonites ont subi une double séricitisation :
- lors de la blastomylonitisation (cf. chap. II) ,
- lors de l'épisode mylonitique post-hercynien.

Le tableau des indices "s" et "s' " fait nettement apparaître la corrélation existant entre l'apparition de séricite [1] et le degré de cataclase. La suite génétique gneiss rubané migmatitique - micaschiste (G) illustre bien ce fait ; le gradient positif d'écrasement et de cisaillement va de la migmatite au micaschiste et s'accompagne d'un gradient positif de séricitisation (avec parfois développement de calcite et/ou d'épidote) et de destruction complète (avec développement de "néoséricite") des plagioclases.

De même les fractures cicatrisées par des filons de rhyolites et les grands accidents de cisaillement rejouant lors des derniers épisodes mylonitiques (localisation des blastomylonites) contrôlent étroitement les phénomènes de séricitisation.

I. 2. Recristallisation des quartz

Le néoquartz se localise souvent en queues d'ocelles, la migration de la silice se faisant vers les pressions minimales. Les cristaux sont alors allongés.

---

1. La "néoséricite" se localise principalement dans les micro-niveaux intensément cisaillés, situés entre les ocelles. Son développement pourrait en partie se corréler avec les phénomènes de dissolution partielle des feldspaths potassiques (Pl. 38, fig. 1).

Localement le néoquartz est granulé : les cristaux sont dans ce cas de forme hexagonale, ils sont accolés entre eux pour constituer des individus d'orientation optique spécifique.

Dans ces deux cas, le quartz de néoformation est parfois associé à de la calcite de néoformation.

L'indice volumétrique "q" rend compte de la proportion de petits quartz néoformés par rapport à l'ensemble du quartz. Nous observons les valeurs de "q" suivantes :

gneiss oeillé amphibolitique (2 éch.)	:	"q" = 12 %
gneiss rubané migmatitique (8 éch.)	:	"q" = 1 %
gneiss ocellaire hétérogène (10 éch.)	:	"q" = 21 %
gneiss ocellaire s. str. (6 éch.)	:	"q" = 31 %

Cette recristallisation est donc nettement fonction de l'intensité de la mylonitisation.

Cette néoformation a dû se produire en deux temps :
- premier temps : dissolutions partielles le long des "dentelles" (microfractures "analogues" aux joints stylolithiques : cf. partie C), migration de la silice libre en queues d'ocelles : petits quartz néoformés allongés ;
- deuxième temps : juste après la phase paroxysmale de l'épisode mylonitique : évolution vers un état de contraintes isotrope favorisant la granulation locale du quartz.

I. 3. Granulation partielle des plagioclases

La granulation des plagioclases (cf. paragraphe II. 2) est locale et n'affecte généralement que des parties des cristaux originels. Des macles de l'albite peuvent s'observer dans ces plagioclases néoformés.

I. 4. Recristallisation des biotites

De petites biotites au pléochroïsme brun délavé à brun sombre se développent parfois aux dépens de grandes biotites brun-rougeâtre intensément déformées (Pl. 41, fig. 2).

Ceci dénote deux phases de cristallogenèse :
- la première correspondant aux déformations des biotites brun-rougeâtre originelles se traduit par une décoloration de celles-ci (traduisant un enrichissement en magnésium) jointe à des exsolutions de fer et de titane (leucoxène, oxydes de fer et "sagénite") et à une choritisation ; l'intensité de ces phénomènes est fonction du degré de lamination de ces biotites "primaires ;
- la deuxième a dû se produire lors d'un régime de contraintes relativement isotrope permettant le développement local de petites biotites brunes, subparallèles à la schistosité.

I. 5. Notion de métamorphisme pénécontemporain de l'épisode mylonitique post-hercynien

Les cristallogenèses observées : séricite, quartz, plagioclase et biotite permettent de cerner l'importance du métamorphisme pénécontemporain de

l'épisode mylonitique post-hercynien. Celui-ci se situerait à la limite des faciès "schistes verts" et "amphibolite".

Les phénomènes observés, notamment les granulations du quartz et du plagioclase, affectent aussi bien les gneiss ocellaires que les granites hercyniens écrasés (datés par géochronologie) : d'où le caractère "post-hercynien" de ce métamorphisme et de la mylonitisation qui lui est pratiquement synchrone.

II. LE METAMORPHISME DE CONTACT HERCYNIEN

Nous avons observé localement un léger métamorphisme de contact entre granite et gneiss : développement dans ces derniers, sur près de 10 cm, de grenats roses.

III. LES RECRISTALLISATIONS "ALPINES"

Nous nous servirons notamment des résultats des travaux, partiellement inédits, de P. SALIOT, 1973, concernant le massif du Pelvoux (communication personnelle).

III. 1. Le métamorphisme à prehnite-pumpellyite

Ce métamorphisme est datable car il affecte les grès du Champsaur dans des localités où ils sont déjà à la limite de l'Oligocène.

III. 2. Les fentes à quartz

Par comparaison avec le massif du Mont-Blanc, au métamorphisme général à prehnite-pumpellyite-stilpnomélane, succéderait un épisode filonien : fentes à quartz.

Ces "fentes" renferment parfois de la prehnite (d'après ROMÉ de L'ISLE, 1783, POTY et LE FORT, 1971 : vallon de la Selle et Aiguilles de la Toura au-dessus de Saint-Christophe).

L'étude microthermométrique des fluides reliques que l'on trouve en inclusions dans les cristaux de quartz a permis à POTY, 1973, d'estimer à près de 370°C la température de formation de ces fissures pour l'ensemble du massif du Pelvoux.

III. 3. Le stade à laumontite-analcime

Ce stade est le plus récent ; il est difficilement déterminable (minéraux uniquement reconnaissables aux rayons X).

III. 4. Note sur les métamorphismes "alpins"

L'"alpin" est surtout caractérisé par les minéraux du faciès "zéolite". Tous ces minéraux, très petits, se rencontrent dans des roches tectonisées mais non lessivées (puisque ces minéraux ont besoin de Ca qui est facilement mobile). Il faut donc exclure en tant que roches mères les roches trop rapprochées des fractures.

Notons enfin que les conditions approchées de température du métamorphisme qui affecte le Lias du synclinal pincé de la Muzelle ont été estimées à plus de 350°C par J. APRAHAMIAN, 1973 (communication orale : la température est déterminée par l'indice de cristallinité de Kubler sur de petits micas "2M").

Il serait intéressant de raccorder cet épisode métamorphique à un de ceux qui affectent le socle à l'"alpin".

PARTIE C : ANALYSE DES DEFORMATIONS

I : TERMINOLOGIE

II : ANALYSE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS

1. L''anté-alpin''
2. L''alpin''

Nous présentons ci-après deux tableaux résumant les principaux événements tectoniques. Ceux-ci sont situés par rapport aux épisodes métamorphiques et magmatiques. "Z" est l'axe de raccourcissement maximum "local.

1. L''anté-alpin

événement métamorphique ou magmatique	"Z"	plis	"strain-slip cleavage"	schistosité	fractures
métamorphisme blastomylonitique	E-W			S_O	
coulées de laves basiques, futures amphibolites	N-S		St_1		
métamorphisme "principal"	E-W			foliation F	
	E-W	P_1 isoclinaux		S_1, de "flux"	
	E-W	P_2 ouverts métriques et régionaux		S_2	de plan axial
	N-S	P_3 peu marqués			
mobilisation "principale"	E-W	d''entraînement'' et d''écoulement''		"rejeu de S_1, de "flux"	
		plis "pty-gmatitiques"			"rods" boudinage
granites hercyniens intrusifs					
filons d'aplite et de lamprophyre	E-W				

2. L''alpin''

Deux grands domaines structuraux sont mis en évidence :

- un secteur situé au nord de la grande faille de décrochement Arias-Mariande-Plat de la Selle (relais de failles). Ce secteur est très perturbé tectoniquement ; là apparaissent :
  - . un ''serrage'', d'axe Z est-ouest, des structures préexistantes ;
  - . un développement très important de la schistosité S_2 ;
  - . des virgations d'amplitude kilométrique liées aux décrochements ''N 40'' dextres et ''N 130'' senestres ;
  - . des failles senestres d'orientation nord-sud ;
- un secteur sud à l'intérieur duquel :
  - . la foliation est tordue selon une virgation régionale ;
  - . la schistosité S_3 est rarement développée ;
  - . les décrochements ''N40''et ''N 130'' sont quasi inexistants ;
  - . la densité de fracturation est plus faible que celle du secteur nord;

événement métamorphique ou magmatique	''Z''	plis	''strain-slip cleavage''	schistosité	fractures
	N-S	P_4 : bombements régionaux			
	N-S		St_2		
rétromorphoses ''post-hercyniennes''	E-W	chevrons		S_3 : faciès ocellaires	
filons à quartz-épidote	E-W				
	E-W	virgations régionales reprenant S_3		S_4 , de fracture	décrochements ''N 40'' et ''N 130''
	E-W			$S_{4'}$, de fracture	senestres nord-sud
	E-W	chevrons et ''kinks'' dans les fractures feuilletées			
	N-S		St_3 reprenant $St_{4'}$		

CHAPITRE I : TERMINOLOGIE

Nous allons préciser ici le sens et les limites d'emploi de certains mots qui seront utilisés tout au long du texte.

1. Déformations continues et discontinues

Nous dirons avec J.F. GAMOND, 1972, que "lorsqu'un banc rocheux se plisse sans apparition de fractures, on peut considérer, à une échelle d'observation qui permet de le saisir dans son ensemble, que la déformation qui l'affecte est continue".

De petits compartiments peuvent s'individualiser de part et d'autre de plans de discontinuité. Dans chacun des compartiments ainsi isolés, la roche n'a pas subi de déformation continue mais uniquement un transport en masse. Dans ce cas, à un examen à plus grande échelle, on peut dire que le niveau est affecté par une déformation globale discontinue en grand (voir notamment F. ARTHAUD, 1969).

2. Allongement et raccourcissement

2.1. Les directions principales de la déformation

Toute roche déformée a une histoire complexe qui la fait passer d'un état initial, dont le caractère isotrope peut se matérialiser par une sphère, à un état final, représenté par un ellipsoïde, d'axes X, Y et Z.

X, Y et Z sont les directions principales de la déformation. Le grand axe X représente l'allongement maximum, le petit axe Z le raccourcissement maximum.

2.2. Le coefficient d'étirement E

"E" est le rapport de la longueur de l'ocelle, de l'amande ou du boudin sur sa largeur. Ce coefficient d'étirement "E" reflète le rapport des valeurs de l'extension suivant les axes principaux de l'ellipsoïde des déformations.

Chaque coefficient a été déterminé à partir de dix à cent mesures.

3. Schistosité et foliation

3.1. Feuilletage

Nous avons déjà utilisé ce mot (cf. ch. A.I.) en lui accordant un sens purement descriptif : c'est le débit régulier de la roche en plans parallèles de faible épaisseur, millimétrique à centimétrique.

3.2. Schistosité

Il s'agit d'un feuilletage pour lequel chaque feuillet est un plan XY de discontinuité, perpendiculaire à l'axe de raccourcissement maximum Z.

La schistosité est fréquemment "de plan axial", déterminant dans chaque charnière un éventail de schistosité du fait de l'angle variable du niveau plissé et de l'axe Z.

3.3. Foliation

La foliation est, notamment d'après J. GROLIER et P. VIALON, 1965, une schistosité cristallophyllienne rendant compte d'une ségrégation cristallochimique liée au métamorphisme.

Elle est souvent affectée par des déformations continues, les plis, puisque liée à des niveaux structuraux "profonds". Elle passerait à la schistosité s. str. dans les niveaux structuraux les plus "superficiels".

3.4. "Strain-slip cleavage"

C'est une schistosité par pli-fracture. Des microplis sont séparés par des failles "pénétrantes" à l'échelle de la roche. Le passage de microplis à flancs allongés à des microplis à flancs rompus est localement observé.

4. Les plis

Les plis sont la marque d'une déformation globale continue. Leur plan axial est subperpendiculaire à l'axe Z de raccourcissement maximum.

Nous en distinguons notamment les types suivants.

4.1. Plis semblables

Les flancs des plis semblables sont étirés : la courbure de l'arc interne du pli est plus accentuée ou égale à celle de l'arc externe (voir notamment RAMSAY, 1967). L'amplitude de ces plis est très variable : centimétrique à kilométrique.

4.2. "Kink -bands"

Ce sont de petits plis aigus d'amplitude millimétrique ou centimétrique.

4.3. Plis en chevrons

Analogues aux "kink -bands" par leur morphologie et leur genèse (Pl. 29, fig. 4) ; ils sont constitués de plis aigus associés dont les flancs homologues sont parallèles entre eux.

5. Le boudinage

C'est une fragmentation, par étirement, de structures préexistantes. Le boudinage affecte fréquemment un niveau relativement plus rigide que ceux qui l'entourent.

CHAPITRE II : ANALYSE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS

Pour la clarté de l'exposé, nous suivrons un ordre chronologique que nous justifierons au fur et à mesure.

Certains aspects texturaux et microstructuraux, concernant notamment la schistosité S_3 "alpine", ont beaucoup de rapports avec la pétrographie. Nous les étudierons néanmoins ici, afin de souligner l'origine tectonique de cette schistosité.

I. L''ANTE-ALPIN''

I.1. Les plis anté-blastomylonitiques

L'existence d'un métamorphisme anté-blastomylonitique (cf. partie B) permet d'envisager une ou plusieurs phases de plissements anté-blastomylonitiques. Mais leurs traces ont été oblitérées lors de l'épisode blastomylonitique(voir bas page 76).

I.2. La blastomylonitisation

La fibrolitisation tectonique (MACAUDIERE, 1964) et la texture blastomylonitique soulignée par des "flammèches" de quartz (cf. partie B) permettent de mettre en évidence une schistosité S_0. A celle-ci se surimposent localement :

- le "strain-slip" St_1 (Pl. 27, fig. 1),
- les plis P_1 et P_2 (Pl. 23, fig. 2),
- la schistosité "alpine" S_3.

La schistosité S_0 affecte les minéraux relictuels (cf. partie B) en les étirant :

- pour les grenats, le coefficient d'étirement "E" est de 1,5 ;
- pour les hornblendes altérées, "E" = 1,4.

I.3. Le "strain-slip" St_1

Ce "strain-slip", d'axe de raccourcissement maximum Z d'orientation générale E-W, est anté-mobilisat principal : de façon certaine pour les gneiss oeillés amphibolitiques (Pl. 27, fig. 2 et Pl. 20, fig. 1), et probable aussi pour les blastomylonites (Pl. 27, fig. 1).

De plus ce "strain-slip", d'orientation particulière, n'affecte pas l'encaissant, notamment les gneiss rubanés plus ou moins mobilisés : d'où son antériorité vis-à-vis de l'événement 4.

L'étirement des yeux feldspathiques des gneiss oeillés amphibolitiques au contact de ces fissures de type "strain-slip cleavage" est intense et se traduit par un coefficient d'étirement "E" de 4,1.

I.4. La foliation générale

Celle-ci est liée au métamorphisme "principal" (cf. partie B). Sa direction est globalement N-S (Pl. 25, fig. 1).

Les biotites et les amphiboles, soulignant la foliation, enveloppent la

Légende Pl. 23 : LES PLIS ISOCLINAUX P_1 D'AXE NORD-SUD

fig. 1 : lame E 02 : gneiss non mobilisé de la Lavey. Les biotites soulignent la courbure du pli (micro-pli d'entraînement lié à P_1). Quelques biotites et muscovites sont de plan axial S_1.

fig. 2 : lame G 03 : blastomylonite gneissique. Les quartz en plaquettes soulignant la schistosité blastomylonitique sont tordus et aplatis selon des micro-plis isoclinaux.

fig. 3 : les biotites soulignent la schistosité axiale S_1 de microplis d'entraînement liés à P_1 (Lavey, zone "très mobilisée"). Il semble que la mobilisation favorise le développement de S_1 de "flux".

fig. 4 : pli P_1 dans les amphibolites massives et rubanées de la Lavey (rive droite 2 150 m). Les cristaux d'amphiboles sont courbés selon l'arc du pli (avec de petits micro-plis d'entraînement). Les parties leucocrates sont ici constituées par du quartz de ségrégation (charnières de plis).

fig. 5 : pli isoclinal P_1 repris par un pli ouvert P_2 d'axe nord-sud (Champhorent). Cette superposition est très fréquente.

(suite page 75)

Des plis syn-blastomylonitiques (schistosité blastomylonitique de plan axial) ont été mis en évidence au barrage de St Guérin (Beaufortin, Nord du massif de Belledonne) par Y. GROS, 1973 (communication orale). Les charnières de ces plis se trouvent à l'état de reliques (empilement de plis "couchés") et sont fréquemment transformées en amandes à axe d'allongement parallèle à la schistosité blastomylonitique. Ces charnières-amandes sont constituées de "gneiss fins" à patine verdâtre aux assemblages minéralogiques suivants :

quartz-plagioclase-hornblende verte-tourmaline
quartz-plagioclase-biotite-muscovite-microcline.

De tels plis pourraient s'observer dans le massif du Pelvoux.

fig. 1

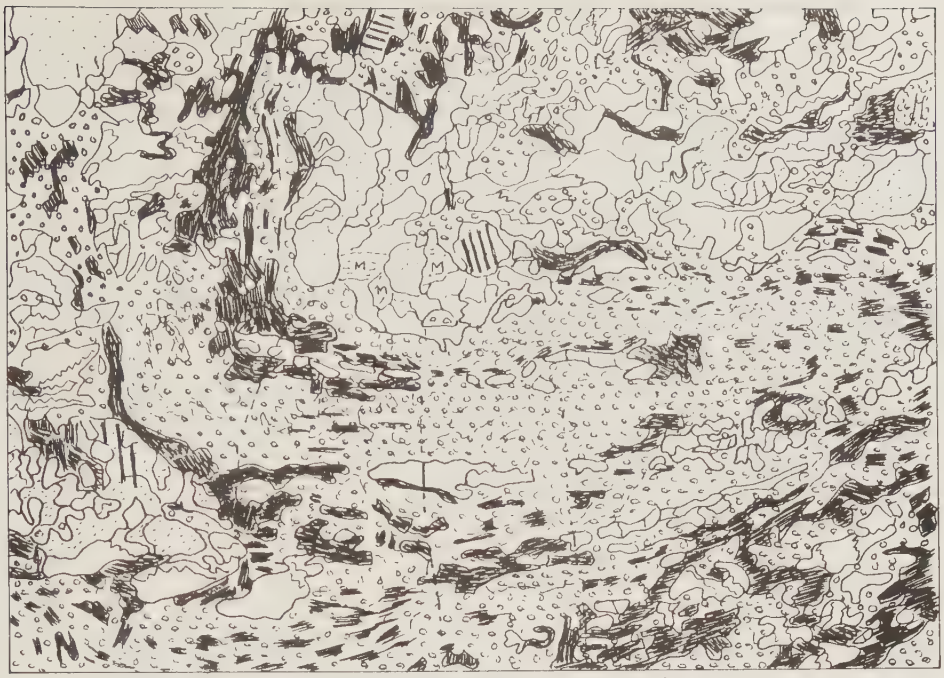


fig. 2

fig. 3

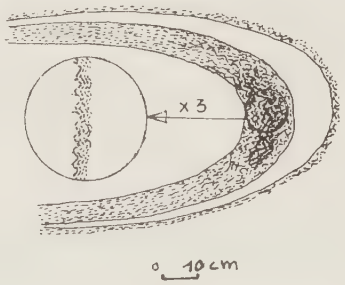


fig. 4

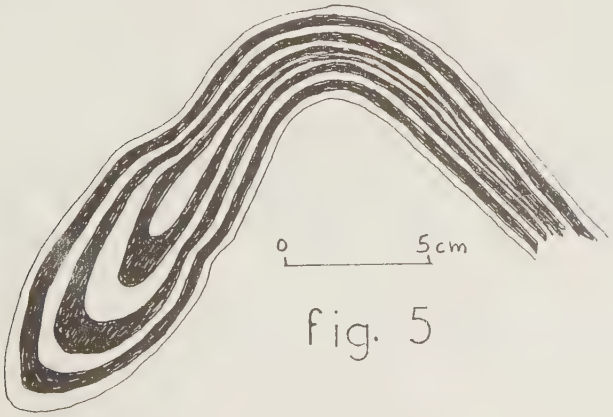


fig. 5

Pl. 23

surface du pli P_1 (pli à "arc polygonal" de DEMAY, 1942 : Pl. 23, fig. 1 et 4 ; linéation L_1 : Pl. 25, fig. 4). "P_1" replie donc cette foliation dont la formation pourrait être liée à des plis très aplatis non observés.

I. 5. Les plis isoclinaux P_1 d'axe N-S

Ces plis sont de type semblable s. lat. Ils sont fréquemment affectés par des microplis d'entraînement (Pl. 23, fig. 1, 3 et 4).

Certains cristaux de biotite et de muscovite soulignent le plan axial S_1 de la charnière et rendent compte d'une schistosité de "flux" (pl. 23, fig. 1).

Cette phase de déformation continue est généralisée sur notre terrain d'étude.

I. 6. Les plis P_2 "ouverts" d'axe N-S

L'interférence des plis P_1 et P_2 est très fréquente (Pl. 23, fig. 25 et Pl. 25, fig. 3).

Les plis P_2 sont ouverts et d'amplitude métrique (Pl. 24, fig. 2). Ils sont accompagnés de fractures (Pl. 24, fig. 2) et de cristallisations : biotite, muscovite, de plan axial S_2 (linéation L_2 : Pl. 25, fig. 4).

Les grands plis d'amplitude régionale d'axe N-S (carte structurale et Pl. 3') sont à rattacher à cette phase tectonique.

I. 7. Les plis P_3 d'axe E-W

Cette phase tectonique est peu marquée et nous ne l'avons décelée que grâce à des structures en dômes observées sur les polis glaciaires du secteur du lac du Plan-Jandri (Pl. 24, fig. 3) et par construction sur canevas de Wülff (Pl. 25, fig. 3).

Elle reprend les deux phases de plis précédentes.

I. 8. Les structures résultant de la mobilisation

Le mobilisat non déformé se trouve "piégé" dans les charnières des plis P_1, P_2 et P_3 (Pl. 24, fig. 3 et partie B).

- Des microplis d'entraînement (de flux) d'axe d'orientation N20 à N150 s'observent dans les zones "très mobilisées" situées au mur des amphibolites.

C'est aussi dans ces zones "très mobilisées" que l'on note : une schistosité de flux intense, par "rejeu" de S_1 : tous les micas sont dans les plans axiaux des plis P_1 (Pl. 23, fig. 3) ;

. de fréquents plis d'écoulement à axes de plis d'orientation anarchique.

- Les plis ptygmatitiques ont la foliation comme plan axial. Le matériel des filons plissés ptygmatitiques correspond au mobilisat. Ces plis ont donc dû se former juste après l'épisode migmatitique , sous l'influence d'un raccourcissement d'axe E-W.

- Certains boudinages de type "pinched and swell structure", RAMBERG,

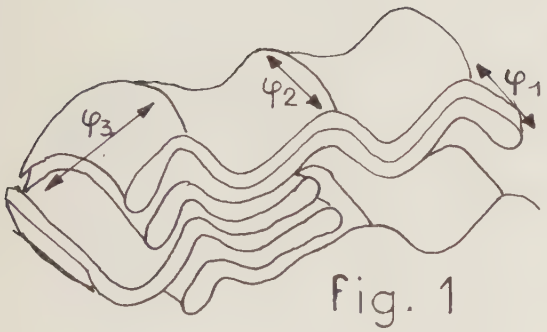


fig. 1

fig. 2

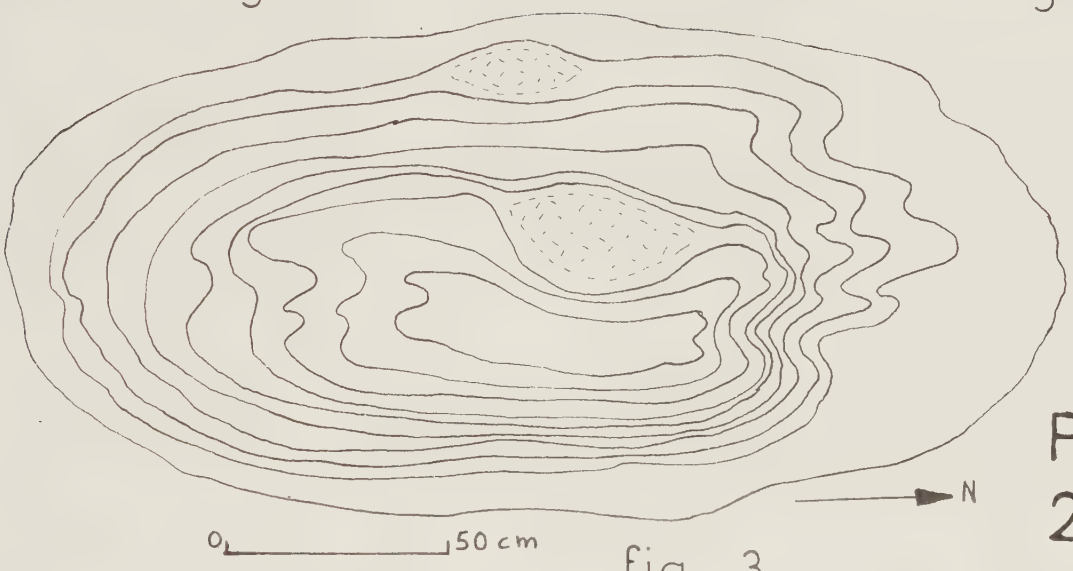


fig. 3

Pl. 24

fig. 1 : tectonogramme schématique montrant la superposition des plis P_1, P_2, P_3.

fig. 2 : pli "ouvert" P_2 d'axe nord-sud dans les blastomylonites gneissiques (lac Noir- Jandri, 2 800 m). La fracturation est de plan axial. Le pli est légèrement déversé vers l'Ouest et paraît s'intégrer à la grande structure régionale P_2 Arias-Fétoules (cf. Pl. 3'). Le mobilisat se localise dans les flancs des plis (boudins) et dans les charnières.

fig. 3 : structure en dôme P_1 d'axe nord-sud + P_3, d'axe est-ouest (polis glaciaires, lac Noir-Jandri, coupe sub-perpendiculaire à la schistosité des blastomylonites gneissiques). Le mobilisat est "piégé" dans les charnières.

Légende Pl. 25 : DIAGRAMMES STRUCTURAUX (Canevas de Wulff, hémisphère inf.)

fig. 1 : torsion des plans de foliation et de schistosité (report de 275 mesures). La virgation principale possède un axe N 90 plongeant de 70° vers l'Est. Une autre virgation est décelée : son axe a la même direction est-ouest, son prolongement axial est de 70° vers l'Ouest.

fig. 2 : virgations dysharmoniques des terrains sédimentaires (1) vis-à-vis du socle (2) (synclinal de la Muzelle et encaissant). La direction des axes de virgations est identique : N 90. Le plongement axial est :
- pour le socle de 20° vers l'Est (2) ;
- pour le sédimentaire de 40° vers l'Est(1).

fig. 3 : axes de plis. Les points représentent les axes nord-sud des plis isoclinaux P_1, les croix les axes nord-sud des plis ouverts P_2. Les plis P_1 (1) et P_2 (2 et 2') sont tordus selon des axes d'orientation est-ouest (plis P_3 mis par ailleurs en évidence Pl. 24, fig. 3).

fig. 4 : linéations minéralogiques. Les mesures proviennent des secteurs suivants :
1 à 5 : Caborne- tête du Canard (Lavey) ;
6 à 11 : Selettes (Lavey) ;
12 à 16 : Etret (Lavey) ;
17 à 22 : lac Noir-Jandri ;
23 : Champhorent.
Les linéations concernent les minéraux suivants :
- biotite : 1 à 4, 6 à 8, 10 et 11, 13 et 14, 17 à 22 ;
- amphibole : 15 et 16 ;
- chlorite : 12 ;
- grenat : 9 ;
- feldspath : 5 et 23.

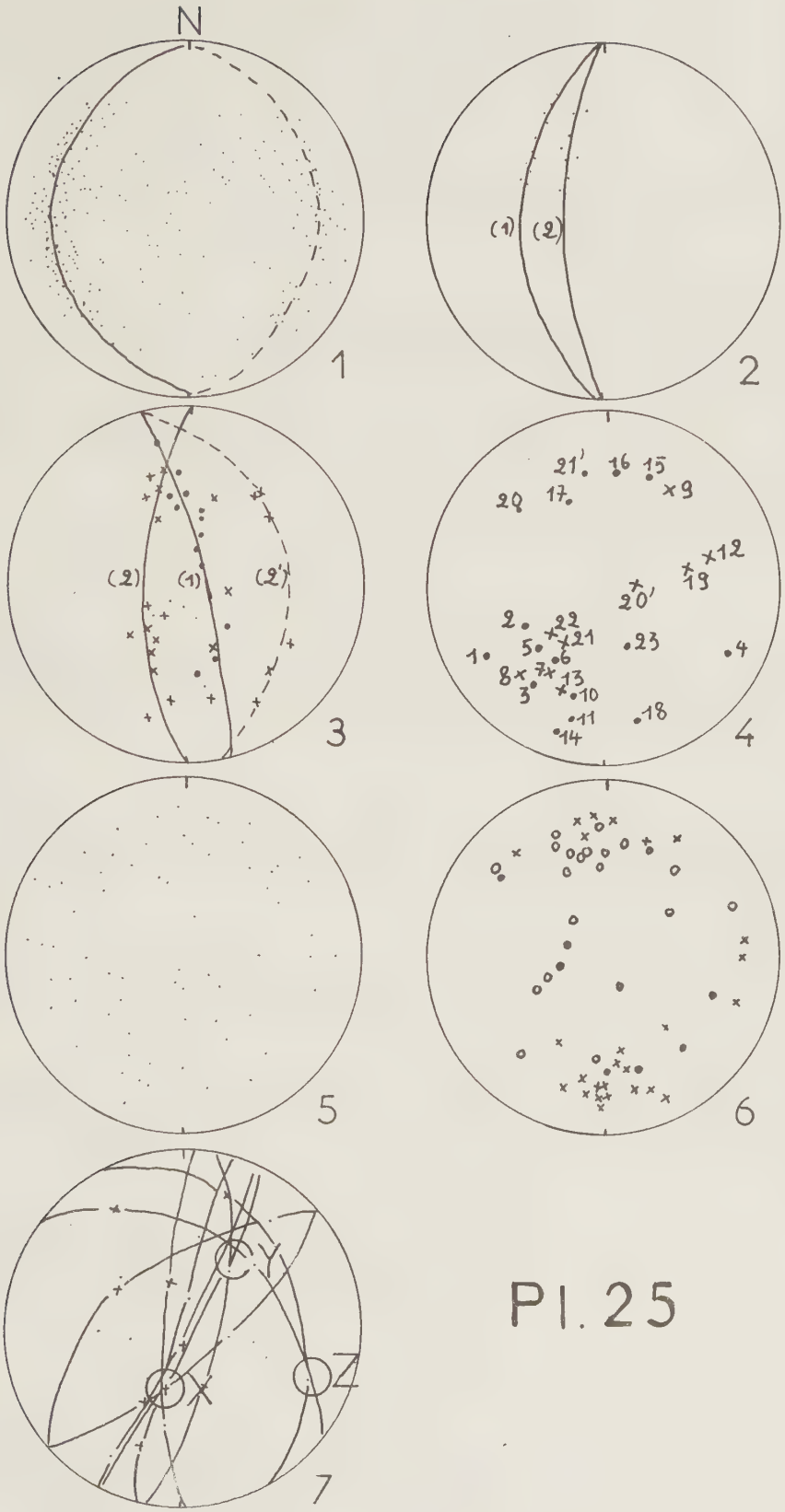
Deux linéations L_1 et L_2 ont été mesurées :
- L_1 (points), appartient au plan de foliation ;
- L_2 (croix), est de plan axial des plis P_2.

Pour le secteur méridional (Lavey), L_1 présente une direction N 35 et un plongement de 35° vers le Sud-Sud Ouest ; L_2 -- N 75 -- 45° vers l'Est-Nord Est.
L'angle aigu des directions des plans de foliation (N 150) et des linéations L_1 (N 35) est de 65°.

fig. 5 : pôles des plans de fractures (report de 72 mesures).

fig. 6 : filons. Ronds pleins : aplo-pegmatites ;
croix : lamprophyres ;
cercles : quartz.
la majorité des filons présente une orientation est-ouest.

fig. 7 : pôles des plans de failles (points) et stries (croix). Détermination des directions de déformation (F. ARTHAUD, 1969) : -raccourcissement maximal Z : N 115, plongeant de 20° vers l'Ouest-Nord Ouest ;
- allongement moyen Y : N 38, plongeant de 45° vers le Nord Est ;
- allongement maximal X : N 20, plongeant de 20° vers le SUd-Sud Ouest.


N
1
(1)
(2)
2
(2)
(1)
(2')
3
21'
16
15
9
20
17
12
19
20'
2
22
5
21
23
4
1
6
8
7
13
3
10
11
18
14
4
5
6
Y
Z
7

PI. 25

Légende Pl . 26

fig. 1 : "strain-slip cleavage St_2".

Ce "strain-slip" affecte les migmatites et débite ce niveau d'amphibolites et le mobilisat situé à sa base (arête ouest des Fétoules, Lavey, 2 600 m).

fig. 2 : Niveau d'amphibolites boudiné (Lavey, rive gauche, 2 400 m).

fig. 3 : amande de "pyroxénite" (Selettes, Lavey, 2 400 m). Le coeur à patine rose est souligné par un liséré bleu ardoise, lui-même encadré par une bordure à patine rouille.

fig. 4 : "rods". Schéma évolutif d'une ségrégation de quartz dans une charnière de pli à une amande ou un boudin.

fig. 5 : Plis ptygmatitiques (Selettes, Lavey, 2 500 m). La foliation du "quartzite très micacé" est représentée par des tiretés.

fig. 6 : a/ amande de quartz (col du Canard, Lavey, 2 800 m). La fracturation de l'amande est très régulière ; elle est sans doute synchrone au boudinage du quartz.

b/ boudinage d'une strate dolomitique (Trias de Serre Palas, 2 600 m).

fig. 7 : "pinch and swell structure", RAMBERG, 1955, dans les migmatites (Lavey, rive droite, 2 000 m).

fig. 1

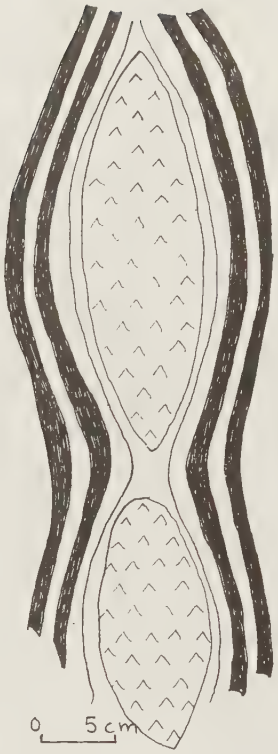


fig. 2

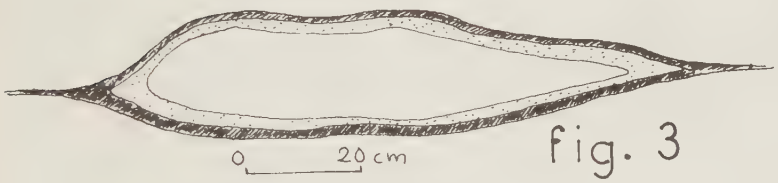


fig. 3

fig. 4

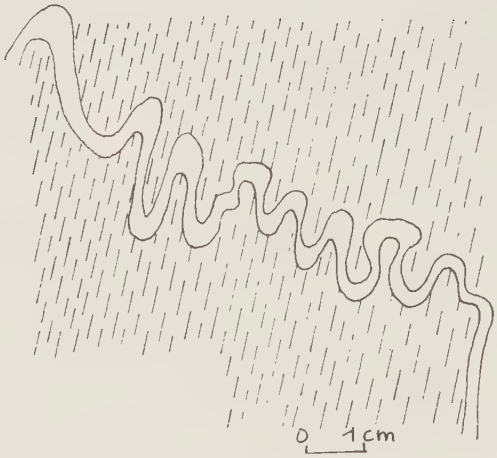


fig. 5

a/ fig. 6

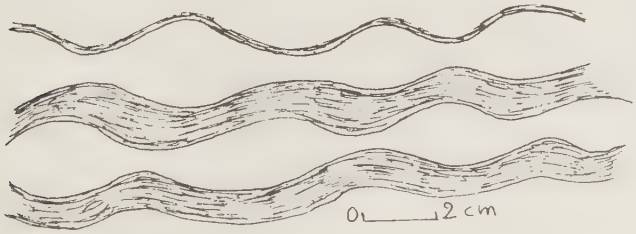


fig. 7

Pl. 26

Légende PL. 27 : LES "STRAIN-SLIP CLEAVAGE"

fig. 1 : "St_1" dans les blastomylonites leptynitiques

a/ aspect microscopique : lame B 35, lac Noir-Jandri, 2 800 m. Les quartz en plaquettes sont tordus en crénulation. Le sens de cisaillement du "strain-slip" est dextre.

b/ aspect macroscopique : Lavey, rive gauche, 2 700 m. Ce "strain-slip" n'affecte ici que le niveau de blastomylonites. L'encaissant (migmatites) n'en porte pas les traces. La foliation est orientée N 150.

fig. 2 : "St_1" dans les gneiss oeillés amphibolitiques (cirque de l'Alpe du Pin, 2 200 m). Ce "strain-slip cleavage" est ante-mobilisat (cf. Pl. 21, fig. 1). La foliation est orientée N 150.

fig. 3 : "St_2" dans les migmatites (secteur de la Muzelle, 2 200 m). La foliation est orientée Nord-Sud.

fig. 4 : "strain-slip cleavage" dans les gneiss ocellaires, aspect microscopique : lame E O4. Les cristaux de quartz fracturés en "dentelles" soulignent le plissotement en crénulation lié au "strain-slip cleavage".

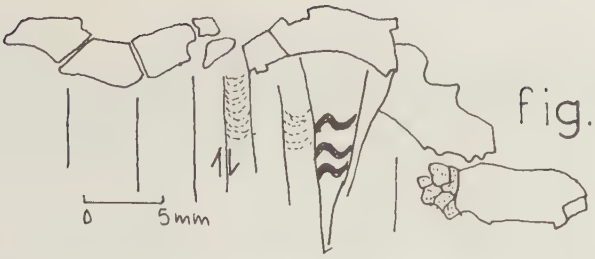


fig. 1a

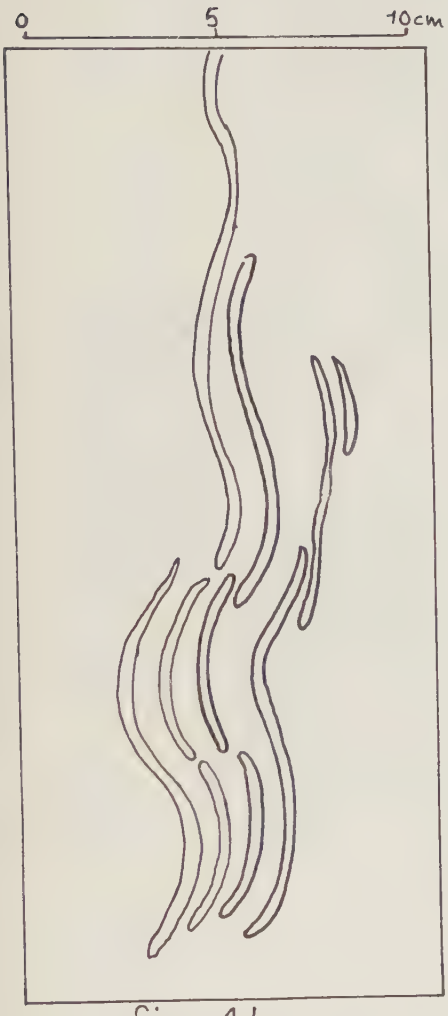


fig. 1b

fig. 2

fig. 3

Pl. 27

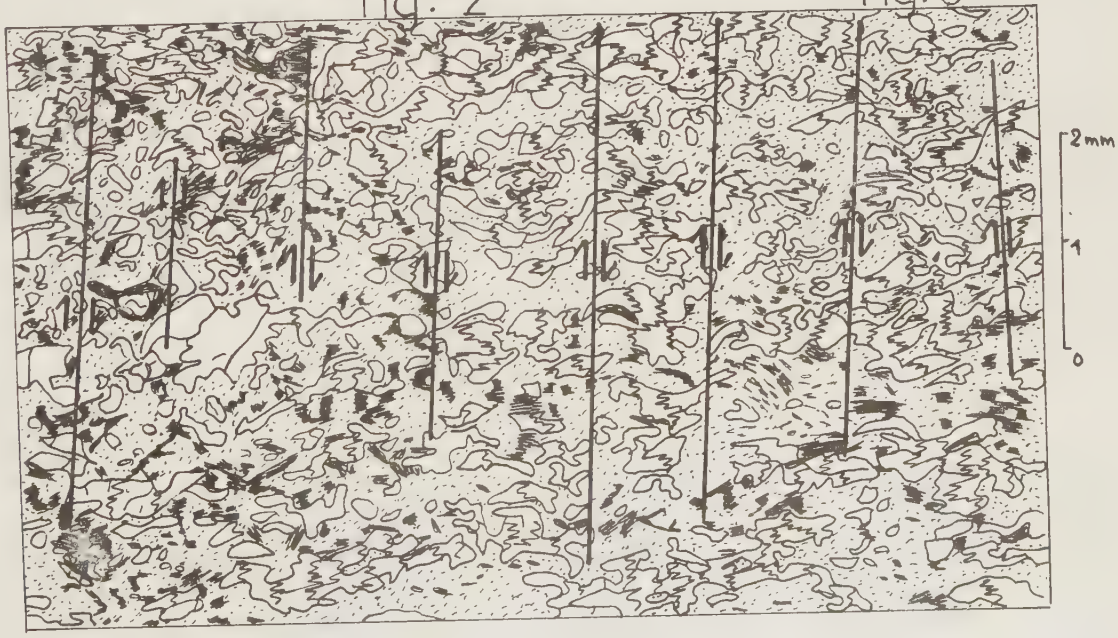


fig. 4

Légende Pl. 28

fig. 1 : aspect microscopique de "kink-bands" lenticulaires : lame D 06, faille feuilletée en bordure de la zone "très mobilisée", combe du Valla, Lavey rive droite, 2 000 m. Le quartz de néoformation "écarte" les feuillets phylliteux dans les "kinks".

fig. 2 : "kink-bands" conjugués dans les migmatites (Lavey, rive gauche, 2 800 m).

fig. 3 : aplite schistifiée ; rejeu du filon déterminant un "kink" au contact avec les amphibolites rubanées (Champhorent, 1 900 m).

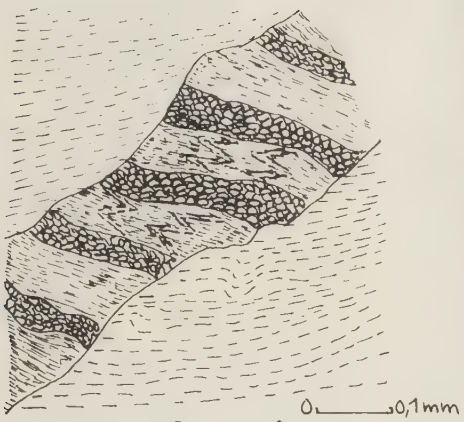


fig. 1

fig. 2

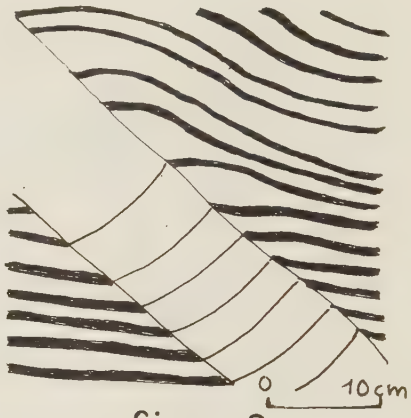


fig. 3

PL 28

Légende Pl. 29

fig. 1 : lame EB_1 : plis en chevrons, à schistosité axiale "S_3", dans les gneiss rubanés. Les flancs des plis en chevrons sont soulignés par les biotites, la schistosité "S_3" par les ocelles quartzo-feldspathiques et par quelques rares biotites de néoformation.

fig. 2 : lame EB_1 : flanc d'un pli en chevron, détail. Le sens de coulissement le long de ce flanc est identifiable par le sens de torsion des clivages des biotites. Certaines biotites sont de plan axial, parallèles à la schistosité "S_3" (f) : leur cristallisation est syn-S_3. Noter aussi les microchevrons et les micro-"kink-bands", avec développement de quartz, dans les biotites "primaires".

fig. 3 : plis en chevrons syn-schistosité "S_4" dans une faille feuilletée "N 40" affectant les migmatites (cirque de l'Alpe du Pin, 2 400 m, schéma).

fig. 4 : développement de plis en chevrons par croissance progressive d'un "kink" puis de deux, finissant par s'anastomoser (d'après RAMSAY, 1967).

fig. 1

fig. 2

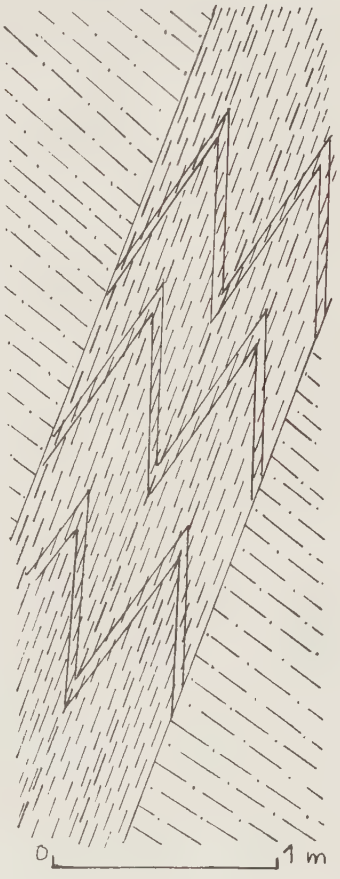


fig. 3

Pl. 29

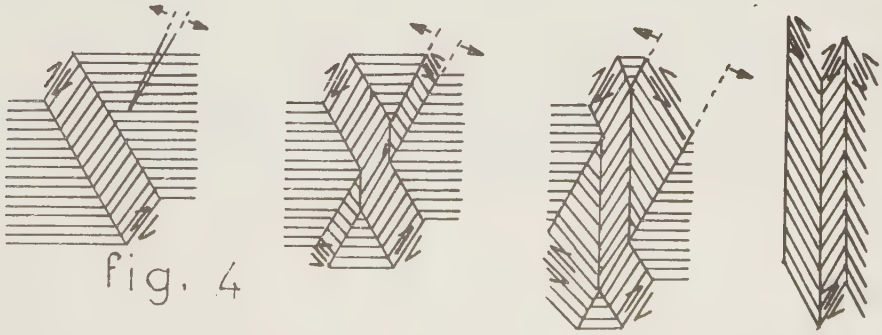


fig. 4

1955, sont probablement directement liés aux phénomènes de ségrégation métamorphique (Pl. 26, fig. 7).

Les niveaux de "pyroxénites" (Pl. 26, fig. 3 ; "E" = 5, 6) et d'amphibolites (Pl. 26, fig. 2 ; "E" = 2, 7) sont souvent fortement boudinés, ces bancs étant rigides vis-à-vis des migmatites encaissantes. Ce type de boudinage a dû se produire en fin de mobilisation.

- Les "rods" sont des ségrégations de quartz dans des charnières de plis (P_1 et P_2) déterminant des structures en rouleaux, G. WILSON, 1961, qui se transforment fréquemment en amandes par étirement (Pl. 26, fig. 4).

L'allongement de ces amandes de quartz se traduit par un coefficient d'étirement "E" de 3, 5.

Nous avançons l'hypothèse d'une pénécontemporanéité de ces ségrégations de quartz et de la mobilisation.

I. 9. Les filons aplo-pegmatitiques et lamprophyriques

Ces deux familles de filons recoupent les structures préexistantes, notamment P_1 et P_2. La mise en place de ces filons semble clore le cycle orogénique hercynien. A l'"alpin", ces filons sont affectés par la schistosité S_3.

La planche 25, fig. 6, met en évidence l'abondance des filons orientés E-W, d'où un axe de raccourcissement maximum Z pratiquement E-W.

II. L'"ALPIN"

II. 1. Les grands bombements de socle d'axe E-W

La carte structurale met en évidence une de ces grandes voussures affectant l'antiforme Arias-Fétoules au fond du vallon de la Lavey. C'est la même qui "ennoye" le socle sous le sédimentaire au niveau du plateau d'Emparis, sur la bordure septentrionale du massif du Pelvoux (P. Le FORT, 1971).

Plongeant à la fois au Nord (plateau d'Emparis) et au Sud (limite de notre terrain près du contact socle-grande suture sédimentaire de l'Aiguille de Morges), ce grand bombement paraît "alpin".

Ces plis P_4, d'amplitude régionale, paraissent identiques aux plis "P_1" de P. VIALON et al., 1973, datés de 100-80 M. A. et qui affectent la couverture sédimentaire.

II. 2. "Strain-slip cleavage" St_2 et première phase de "kink-bands"

Le "strain-slip cleavage St_2 est caractérisé par un axe de raccourcissement maximum Z d'orientation N-S (N 20 à N 150).

Il affecte les migmatites (Pl. 27), fig. 3) et débite aussi parfois des niveaux amphibolitiques et le mobilisat situé à leur mur (Pl. 26, fig. 1). Il n'affecte jamais les faciès ocellaires à schistosité S_3. Cet épisode de "strain-slip" s'est donc produit après la mobilisatation mais avant la mylonitisation donnant naissance à S_3.

Cet événement serait contemporain des "kink-bands" observés dans les migmatites (Pl. 29, fig. 2).

II. 3. Localisation des principales déformations "alpines"

La carte structurale permet de différencier nettement deux grands domaines :

- Un secteur situé au Nord de la grande faille de décrochement Arias-Marian-de - Plat de la Selle (relais de failles). Ce secteur est très perturbé tectoniquement ; là apparaissent :
  . un "serrage", d'axe Z est-ouest, des structures préexistantes[1] ;
  . un développement très important de la schistosité S_3 ;
  . des virgations liées aux décrochements "N 40" et "N 130" ;
  . des failles senestres, d'orientation nord-sud.

- Un secteur sud à l'intérieur duquel :
  . la foliation est tordue selon une virgation ample (N 10 à N 150)[2] ;
  . la schistosité S_3 est rarement développée ;
  . les décrochements "N 40" et "N 130" sont quasi inexistants ;
  . la densité de fracturation est plus faible que celle du secteur nord.

II. 4. La schistosité S_3

Cette schistosité S_3 se développe lors de l'épisode mylonitique "post-hercynien" (cf. partie B).

La carte géologique met en évidence de grandes bandes le long desquelles la schistosité S_3 s'est développée, affectant indifféremment faciès pétrographiques anciens ou récents. S_3 affecte notamment les gneiss rubanés plus ou moins mobilisés, les rhyolites, les granites intrusifs hercyniens et leur cortège aplo-pegmatitique, les transformant principalement en faciès ocellaires.

Nous pouvons donc affirmer le caractère "post-hercynien" de cette schistosité S_3.

De plus, nous sommes tentés de la raccorder à la schistosité "S_2" de P. VIALON et al., 1973, qui daterait de 50 - 40 M.A. et qui affecte la couverture sédimentaire.

En effet, notre schistosité S_3 est rigoureusement parallèle à la schistosité "S_2" du sédimentaire. Les schistosités sont de plus toutes deux déformées selon de grandes virgations (cf. parag. II. 6) le long desquelles les phénomènes de cisaillement prédominent[3].

---

1. La distance, à environ 2 000 m d'altitude, séparant la base des deux niveaux d'amphibolites est de 2, 5 km pour l'antiforme "en champignon" du Puy-La Selle (Pl. 3') alors qu'elle est de 3, 5 km pour son prolongement méridional au droit des Arias et des Fétoules. Le bombement d'axe est-ouest noté au parag. II. 1. devrait au contraire réduire cette distance au niveau des Arias-Fétoules (plongement vers le Sud) par rapport à celle mesurée au niveau Le Puy-La Selle (région sub-axiale).
Cet épisode de "serrage" pourrait donc immédiatement précéder le développement local de la schistosité S_3.

2. Cette virgation d'amplitude régionale correspond à celle de l'"arc alpin". Elle pourrait précéder l'épisode de décrochements "N 40" et "N 130" liés aux virgations d'amplitude kilométrique, à concavité tournée vers l'Est ou vers l'Ouest.

3. La schistosité "S" de la couverture sédimentaire rejoue surtout en allongements verticaux (schistosité de "flux", J.P. GRATIER, 1973, communication orale), ce qui n'est pas le cas pour notre S_3.

Légende Pl. 30 : SUITE EVOLUTIVE MIGMATITE AMYGDALAIRE (S 10c) -
GNEISS OCELLAIRE HETEROGENE (S 10b) -
GNEISS OCELLAIRE S. STR. (S 10a)
(ravin du Carlet, Selle rive droite, 1 900 m)

fig. 1 : lame S 10c : migmatite amygdalaire.
La ségrégation métamorphique est très nette. Les amandes sont souvent monocristallines. Noter les inclusions de plagioclase dans les feldspaths potassiques perthitiques, les petites gerbes de muscovites.

fig. 2 : lame S 10b : gneiss ocellaire hétérogène.
La texture est laminée. La séricitisation des plagioclases est importante. On note un système de fractures de cisaillement conjuguées dans certaines ocelles. Petites biotites et néoséricite forment la matrice.

fig. 3 : lame S 10a : gneiss ocellaire s. str.
Le quartz est "dentelé". Certains plagioclases sont détruits ; la séricite de néoformation est abondante. Noter aussi la présence de quartz et de calcite de néoformation.

Légende Pl. 31 : FRACTURATION DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES

fig. 1 : lame D 03 : gneiss ocellaire hétérogène. L'ocelle de feldspath potassique perthitique, parallèle à la schistosité "S_3", est surtout fracturé à ses extrémités. Le quartz néoformé forme ses "queues". Noter aussi le quartz "dentelé" moulant partiellement le feldspath potassique, les phénomènes de dissolutions partielles en "dents de scie" dans le cristal, les fractures conjuguées.

fig. 2 : lame S 10b : gneiss ocellaire hétérogène. Une biotite incluse dans le feldspath potassique est décalée par une fracture de cisaillement dextre, oblique par rapport à la schistosité "S_3".

Pl. 31

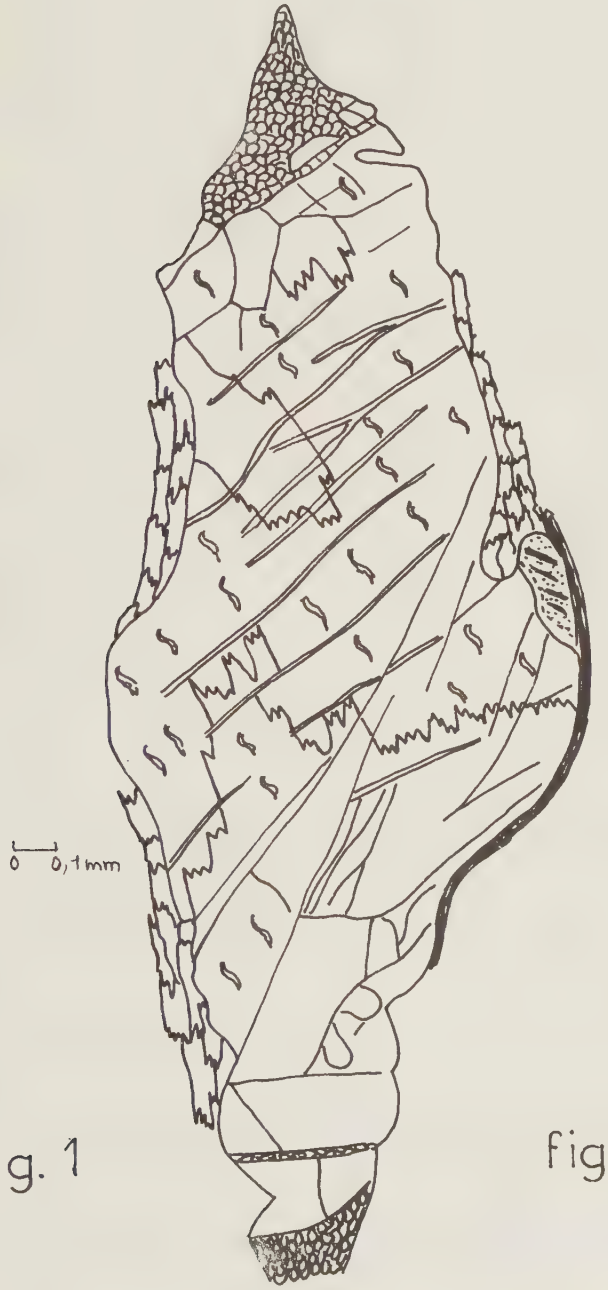


fig. 1

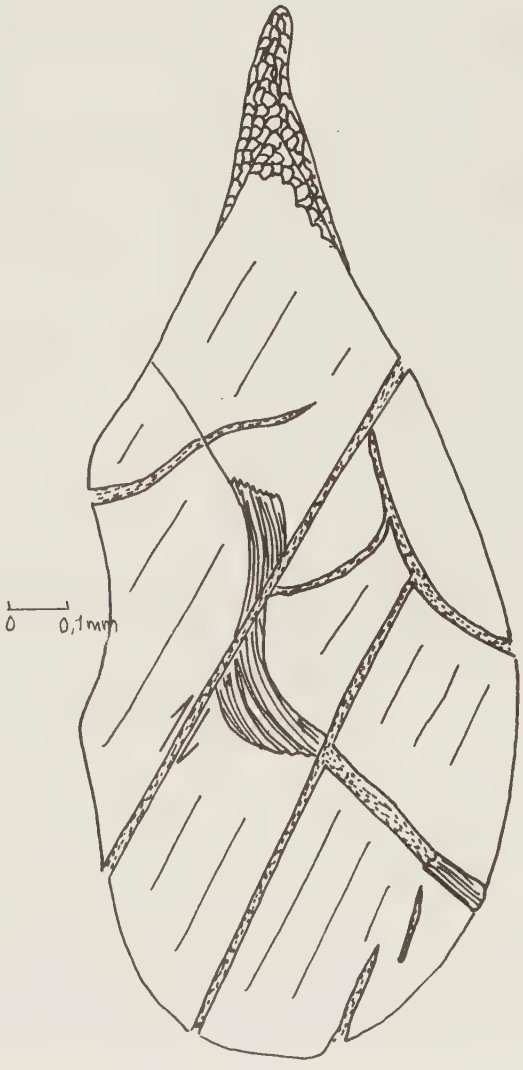


fig. 2

11. 4. 1. Schistosité S_3 et étirement

Après étude de plaques colorées, nous présentons les coefficients d'étirement "E" des divers faciès.

faciès	composition des yeux ou des ocelles			
	feldspath potassique	plagioclase	quartz	polycristallin
gneiss oeillés amphibolitiques	2, 2			
migmatites amygdalaires	2, 6	2, 6		
gneiss ocellaires hétérogènes	3, 4	2, 5		
gneiss ocellaires s. str.	2, 2	3, 2	2, 5	2, 8
granites écrasés : faciès oeillé	2, 3			
faciès ocellaire	2, 4			
faciès ocellaire très laminé				4, 2

Nous déduisons de ce tableau :
- que l'étirement est fonction de l'intensité de la cataclase ;
- que le plagioclase s'étire et se détruit plus facilement que le feldspath potassique ;
- que la taille des grains n'influe pratiquement pas sur "E" (faciès oeillé et ocellaire des granites écrasés présentent le même coefficient d'étirement).

II. 4. 2. Aspect microscopique de S_3 et de la fracturation qui lui est liée

II. 4. 2. a. Suite migmatite-gneiss ocellaire s. str.

Cette suite a été observée à plusieurs reprises, notamment dans le vallon de la Selle où l'on peut passer d'un faciès à l'autre sur un ou deux mètres (Pl. 30).

Nous allons analyser le comportement mécanique de chaque minéral en fonction du gradient positif de cette mylonitisation "alpine".

- Le quartz (Pl. 32)

. L'extinction onduleuse correspond à l'état de déformation la moins intense :

d'abord irrégulière, l'extinction roulante se déplace progressivement du coeur du cristal vers ses bordures.

. L'apparition de lamelles de Boehm (Pl. 32, fig. 5) vient ensuite : il s'agit d'une forme d'extinction en lamelles impliquant un réarrangement moléculaire orienté. Ces lamelles sont disposées parallèlement ou obliquement (30 ou 45°) à la schistosité.

. L'extinction en "dentelles" préfigure la fracturation de ce type. Cette fracturation est la plus fréquente ; elle débite un ocelle monocristallin de quartz en une série de lanières (Pl. 32, fig. 6). L'axe des pics de ces "dentelles" est subparallèle à S_3. Ce mode de dissolution-fracturation est donc différent de celui donnant naissance aux joints stylolithiques dont les axes de pics sont eux subperpendiculaires à la schistosité.

. Le quartz peut être aussi affecté par les cassures rectilignes qui parcourent la roche (Pl. 32, fig. 2 et 3).

. Il peut aussi se laminer à l'extrême, moulant alors partiellement les ocelles feldspathiques (Pl. 32, fig. 1).

- Le feldspath potassique (Pl. 31)

Le réseau de fractures de cisaillement conjuguées est d'autant plus dense que le degré de cataclase est plus élevé.

- Le plagioclase (Pl. 33)

. La plupart des macles (albite ou albite-péricline : cf. partie A) ont manifestement une origine tectonique car orientées à près de 45° de la schistosité.

Or BORG et HANDIN, 1966, in TOURET, 1969, ont pu reproduire expérimentalement de telles macles en déformant des cristaux de labrador à 400°C sous 5 kb et ont montré qu'elles apparaissaient lorsque le plan (010) du plagioclase faisait un angle d'environ 45° avec la direction de la contrainte principale.

. La déformation sigmoïdale des plans de macles (Pl. 33, fig. 1) dénote encore une déformation continue du réseau cristallin.

Remarquons que ce stade de déformation continue qui précède immédiatement la rupture n'a jamais pu être reproduit pour les feldspaths (conditions les plus sévères d'expérimentation : 600°C et 5 kb, BORG et HANDIN, 1966). Notre observation ne pourrait donc s'expliquer que par le phénomène de fluage ("creep"), faisant intervenir le facteur temps.

Une extinction onduleuse régulière peut apparaître.

. Les "kink-bands" (Pl. 33, fig. 2) précèdent aussi le stade rupturel qui se marque par un système de fractures conjuguées affectant la majorité des cristaux de la roche (Pl. 33, fig. 3 et 4).

. Le feuilletage, lorsqu'il est intense (Pl. 34) lamine les plagioclases entièrement séricitisés qui se fondent alors aux biotites laminées pour former la trame des gneiss ocellaires s. str.

- La biotite (Pl. 35)

. Les biotites, du fait de leur forte teneur en eau et de la présence de fins

clivages, présentent plutôt des traces de déformations continues :

- clivages sigmoïdes (Pl. 35, fig. 1) ;
- "kink-bands" ;
- microplis en chevrons ;
- extinction onduleuse ;
- "figures" de pression (Pl. 35, fig. 2).

. Les microfractures affectant la roche se poursuivent dans les biotites en tordant leurs clivages puis en les brisant.

. Dans les zones de pression maximum (extrémités des ocelles ou/et faciès les plus cataclastiques), la biotite peut être très laminée (Pl. 2, fig. 1) se transformant successivement en petites biotites déchiquetées (avec néosséricite le long des clivages) puis en fibres de plus en plus étirées, parfois difficilement identifiables.

- Les ocelles polycristallins (Pl. 36)

Les extrémités d'ocelles sont les plus intensément fracturées (Pl.31, fig.1 et Pl. 33, fig. 3).

Les monocristaux finissent par se souder entre eux pour former des ocelles polycristallins, fréquents dans les faciès les plus cataclastiques (Pl. 36).

II. 4. 2. b. Les amphibolites

Les amphibolites sont beaucoup moins sensibles à la cataclase que les gneiss acides. Elles semblent jouer le rôle d'"écran" vis-à-vis de la mylonitisation (cf. carte géologique).

Dans les zones de bordure des niveaux basiques, la mylonitisation se dénote au microscope par l'apparition de lamelles de Boehm dans les quartz, la fracturation des cristaux d'amphiboles suivant les lignes de clivage ultérieurement cloritisées (Pl. 36, fig. 3).

II. 4. 2. c. Les gneiss oeillés amphibolitiques

La mylonitisation de ces faciès peut être intense, particulièrement dans la zone fracturée du Bec du Canard.

Tous les minéraux, y compris le sphène, sont affectés par un système de fractures conjuguées de cisaillement (Pl. 37).

II. 4. 2. d. Les blastomylonites

La schistosité S_3 se marque notamment par la formation d'ocelles polycristallins (Pl. 38, fig. 1) et un système de fractures conjuguées (Pl. 38, fig. 2 et 3).

II. 4. 2. e. Les rhyolites

Les filons de rhyolites sont très sujets aux rejeux cisaillants, aussi sont-ils très fréquemment schistifiés (cf. partie A).

II. 4. 2. f. Les granites

Les déformations cataclastiques affectant les granites et leur cortège aplito-pegmatitique sont identiques à celles affectant les migmatites (cf. partie A).

fig. 1

LEG.
p. 90

fig. 2

fig. 3

PI.
30

Légende Pl. 32 : LE QUARTZ

fig. 1 : lame D 03 : gneiss ocellaire hétérogène.

Ocelle de plagioclase (noter les reliques de macles sigmoïdes et les micro-chevrons affectant la petite biotite incluse) moulé par des biotites et du quartz très laminés.

fig. 2 : lame A 15 : gneiss ocellaire hétérogène.

Ocelle de quartz fracturé, notamment par un système de cassures affectant aussi le cristal de plagioclase voisin, entièrement séricitisé. La biotite est très laminée et se trouve en association avec de la séricite de néoformation.

fig. 3 : lame A 17 : gneiss ocellaire hétérogène.
Cassures rectilignes dans le quartz.

fig. 4 : lame E O3 : gneiss ocellaire hétérogène.

Les inclusions sigmoïdes de quartz de néoformation, dans le quartz "primaire", poursuivent le mouvement de la schistosité "S_3" soulignée par les séricites néoformées (coulissement senestre).

fig. 5 : lame A 15 : gneiss ocellaire hétérogène.

Lamelles de Boehm orientées à 45° de la schistosité "S_3".
Noter aussi les dissolutions partielles en fines lamelles et l'extinction roulante en "dentelles".

fig. 6 : lame A 15 : gneiss ocellaire hétérogène.
Aspect de la fracturation en "dentelles". L'axe des "pics" des "dentelles" est subperpendiculaire à la schistosité "S_3".

fig. 7 : lame B 28 : gneiss ocellaire s. str.

Rotation senestre d'un ocelle de quartz "dentelé". La séricite est en "queues" d'ocelle.

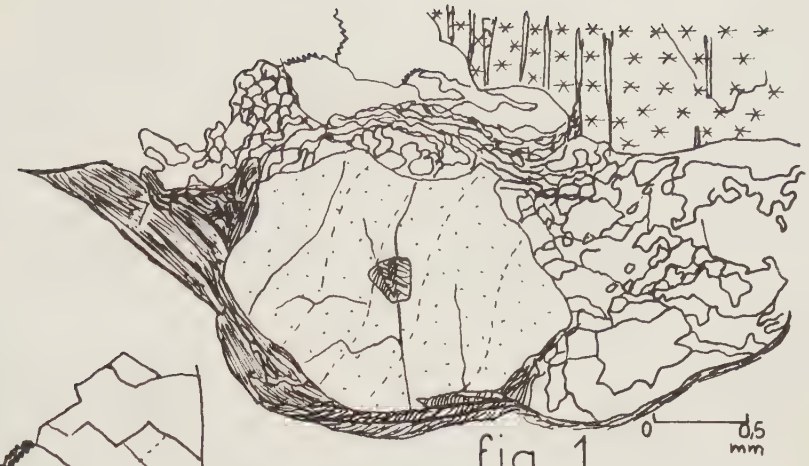


fig. 1

fig. 2

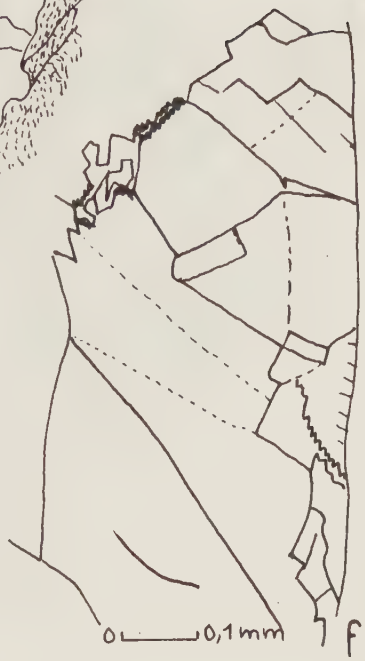


fig. 3

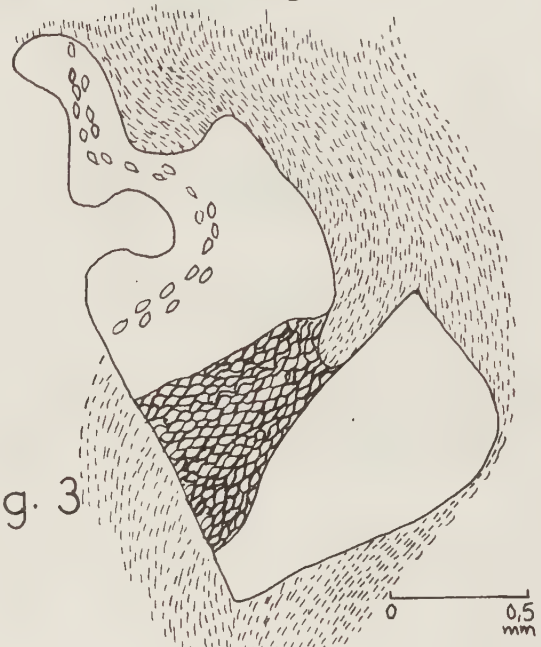


fig. 4

fig. 5

fig. 6

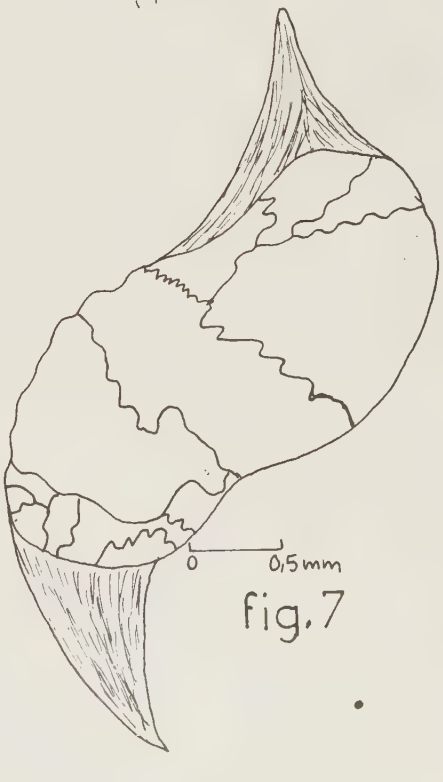


fig. 7

Pl. 32

Légende Pl. 33 : LE PLAGIOCLASE

fig. 1 : lame S 10a : gneiss ocellaire s. str.

Déformation sigmoïdale des macles.

fig. 2 : lame S 10b : gneiss ocellaire hétérogène.
Macles et "kink-bands". La séricite de néoformation se développe parallèlement aux plans de macle et parallèlement aux "kinks".

fig. 3 : lame S 10b : gneiss ocellaire hétérogène.

Les extrémités de l'ocelle feldspathique sont les plus fracturées. Les fractures de cisaillement décalent les macles.

fig. 4 : lame A 15 : gneiss ocellaire hétérogène.

Les fractures de cisaillement décalant les macles en "crénulation" s'amortissent dans les biotites. L'autre famille de fractures est parallèle à la schistosité "S_3".

fig. 1

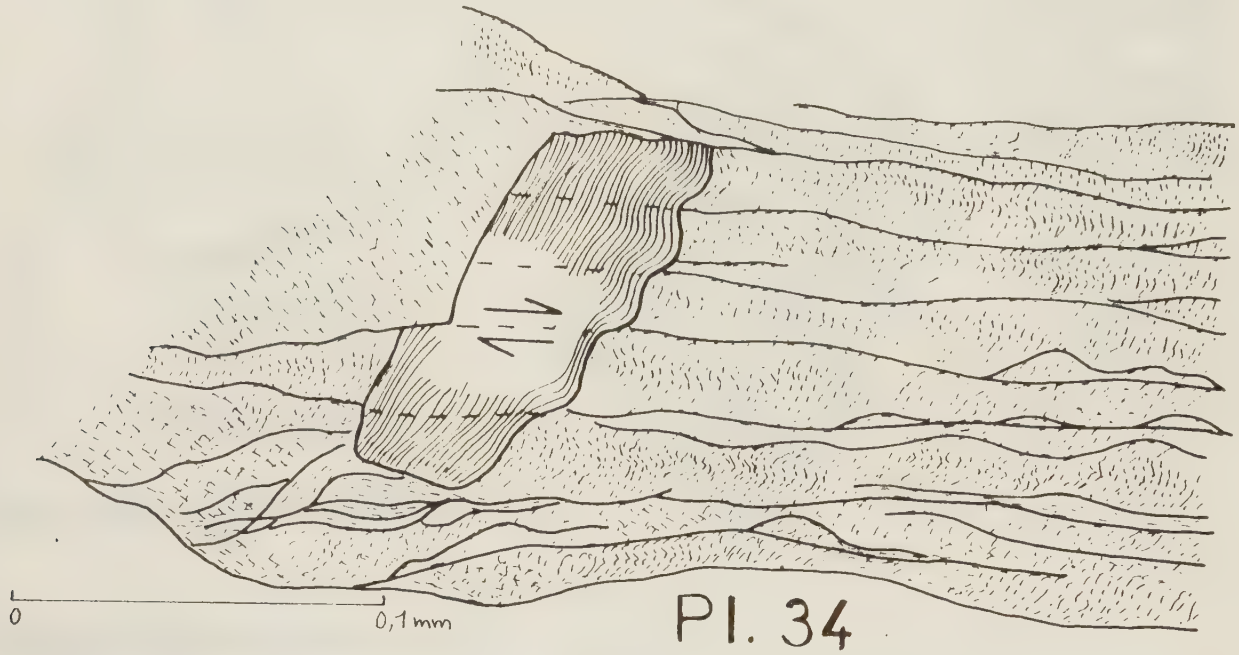
fig. 2

fig. 3

fig. 4

Pl. 33

Légende Pl. 34 : lame S 10b : gneiss ocellaire hétérogène. Le réseau de fractures parallèles à la schistosité "S_3" est très dense. La séricite néoformée est tordue par ces microfractures de type "strain-slip cleavage".



Pl. 34

II. 4. 3. "Kink-bands", plis en chevrons et schistosité S_3

La schistosité S_3 se développe parfois dans les plans axiaux de plis en chevrons, d'axe d'orientation nord-sud, affectant les migmatites (Pl. 29, fig. 1 et 2).

Nous observons localement le passage de "kink-bands" à des plis en chevrons.

II. 5. Filons de quartz-épidote

Ces filons recoupent les gneiss ocellaires de schistosité S_3.

Leur orientation est fréquemment est-ouest, ce qui confirme l'orientation est-ouest de l'axe de raccourcissement maximum Z lié à S_3 (Pl. 25, fig. 6).

II. 6. La fracturation "alpine"

11. 6. 1. Répartition des directions de fractures

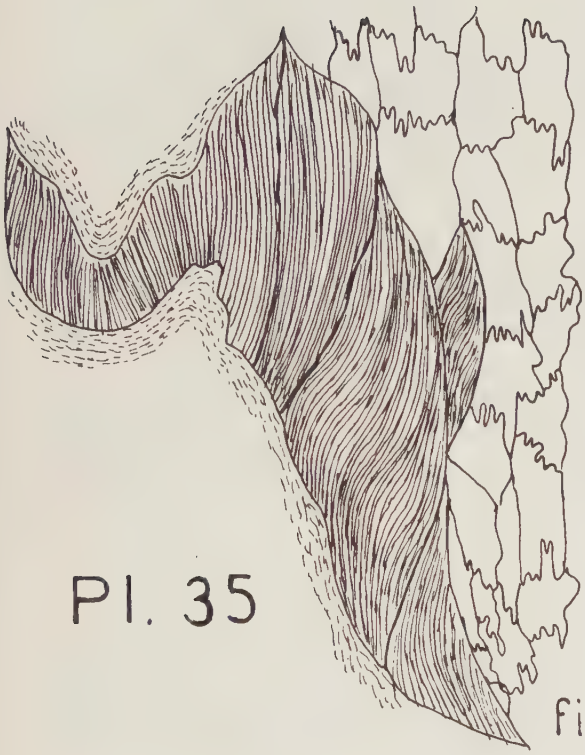
11. 6. 1. a. Mesures de terrain

72 mesures de plans de diaclases (Pl. 25, fig. 5) ne nous permettent pas de mettre nettement en évidence des familles de fractures de directions semblables.

11. 6. 1. b. Relevé de la fracturation par photographies aériennes

Nous avons dressé une carte de fracturation au 1/20 000 de notre terrain[1]

1. Cette carte et son interprétation (mesures complètes des directions de fractures pour chaque carré "Lambert", de 1 km^2 de surface) peut être consultée, tout comme d'autres documents originaux, à l'Institut Dolomieu de Grenoble.



Pl. 35

fig. 1

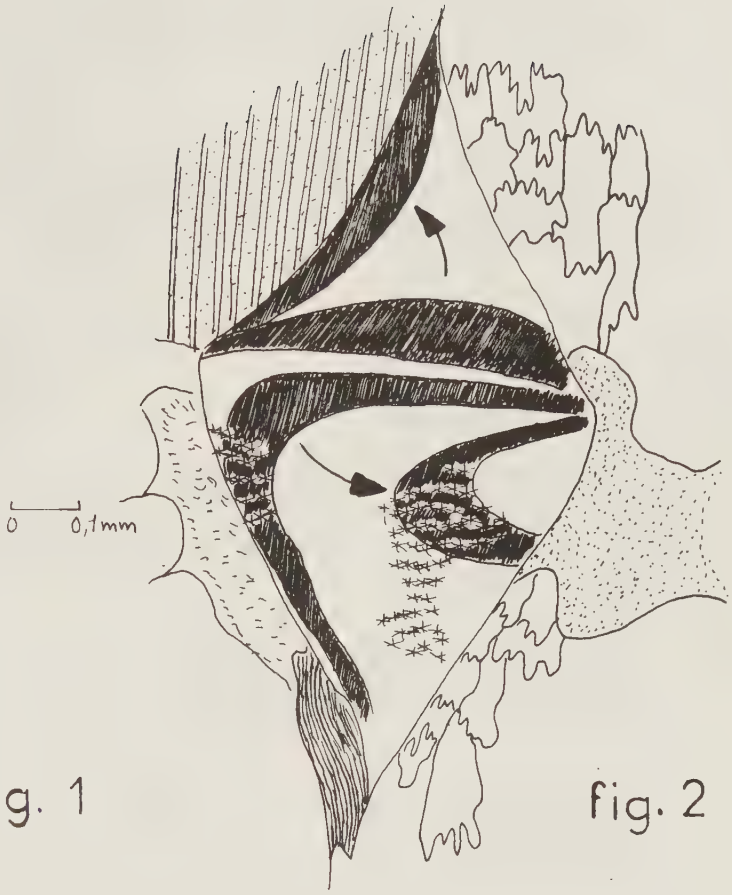


fig. 2

Légende Pl. 35 : LA BIOTITE

fig. 1 : lame D 03 : gneiss ocellaire hétérogène. Torsion sigmoïdale des clivages des biotites (coulissement senestre de la schistosité "S_3"). Le quartz est "dentelé".

fig. 2 : lame D 03 : gneiss ocellaire hétérogène. Ombres de pression se déplaçant du coeur du cristal de biotite, étiré en losange, vers sa périphérie. La sagénite provient de l'exsolution du titane. Noter la présence d'une petite biotite néoformée (pléochroïsme de brun délavé à brun sombre) en bas de la fig.

Légende Pl. 36

fig. 1 et 2 : OCELLES POLYCRISTALLINS

fig. 1 : lame S 15 : gneiss ocellaire hétérogène. Noter le système de fractures affectant tous les cristaux. Une partie du plagioclase et du quartz est granulée.

fig. 2 : ocelle polycristallin quartz-plagioclase-feldspath potassique, moulé par de la séricite de néoformation (lame S 15). Les fractures de cisaillement sont disposées régulièrement. Le quartz néoformé est situé en "queues" d'ocelle.

fig. 3 et 4 : L'AMPHIBOLE

fig. 3 : lame A 31 : amphibolite rubanée (cirque de l'Alpe du Pin). Le cristal d'amphibole est étiré en amande. Les fractures de cisaillement sont parallèles à une famille de clivages et décalent la chlorite d'altération située le long des autres clivages.

fig. 4 : transformation amphibole-biotite.
Lame A 28 : gneiss oeillé amphibolitique.

a/ La muscovite flexueuse croît aux dépens de la biotite dont il ne subsiste que le coeur. Noter aussi le développement de sphène et d'apatite.

b/ La biotite est parallèle à l'un des clivages de l'amphibole.

fig. 1

fig. 2

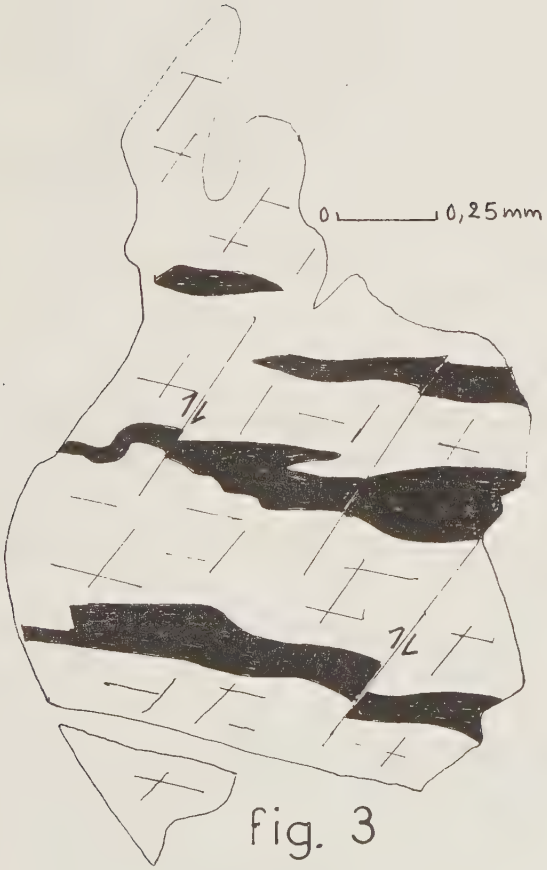
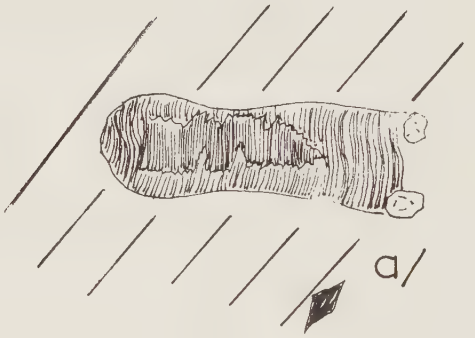
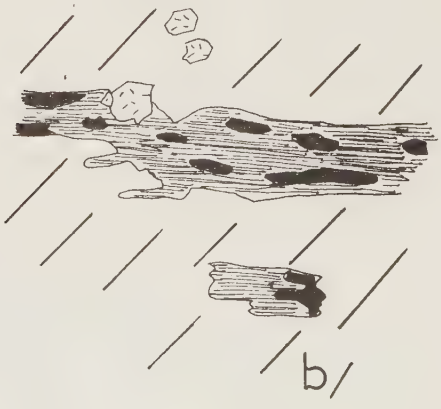


fig. 3



0 0,1 mm fig. 4



Pl. 36

à partir de l'étude de photographies aériennes.

Nous en présentons Pl. 39 deux petites parties afin de mettre en évidence :
- sur la fig. 1 : la forte densité des failles de direction nord-sud situées dans le grand accident du Plat de la Selle marqué par une schistosité S_3 (voir aussi le parag. II. 6. 3.) ;
- sur la fig. 2 : le réseau de fractures fréquemment observé dans les granites.

La majorité des fractures étant subverticales, nous avons pu ainsi déterminer l'importance d'une famille de failles par la mesure de ses traces (méthode utilisée notamment par la S. N. P. A. et par H. ARNAUD, 1972).

Nous avons noté les longueurs des failles des dix familles choisies mesurées dans quatre secteurs de surfaces d'affleurement équivalentes (8, 5 km^2 ; voir pour leur localisation la carte donnée en annexes).

Les fig. 3 et 4 de la Pl. 40 permettent de mettre en évidence les points suivants :

- pour les gneiss (fig. 3a et 3 b)

. la densité de fracturation est nettement plus élevée dans le secteur nord (région de Saint-Christophe- en-Oisans) que dans le secteur sud ;

. la famille de fractures d'orientation nord-sud est prépondérante. Elle est en partie relayée par la famille "N 150" dans le secteur sud ;

. une famille de fractures de direction est-ouest apparaît dans le secteur sud;

- pour les granites (fig. 3c et 3 d)

. les granites du secteur méridional ont une densité de fracturation plus importante que ceux du secteur septentrional ;

. la fracturation est assez équante ; néanmoins les familles de fractures nord-sud et est-ouest se différencient nettement.

Nous pouvons en déduire :

. l'individualisation de deux domaines structuraux dans les gneiss : le secteur nord, très perturbé, et le secteur sud, à fracturation peu dense (cf. carte et parag. II. 3.) ;

. le contrôle structural de la foliation (N 20 à N 0 dans le Nord, N 150 dans le Sud) vis-à-vis de la fracturation des gneiss ;

. une fracturation relativement isotrope des granites déterminée par leur texture équante.

II. 6. 1. c. Essai de détermination des directions de déformation

L'intersection des cercles - sur canevas de Wülff - passant par les pôles des plans de failles et les points représentatifs des stries correspondantes, permet de déterminer les directions principales de déformation (F. ARTHAUD, 1969). Cette méthode n'est en principe appliquable qu'en cisaillement pur ; elle est donc schématique.

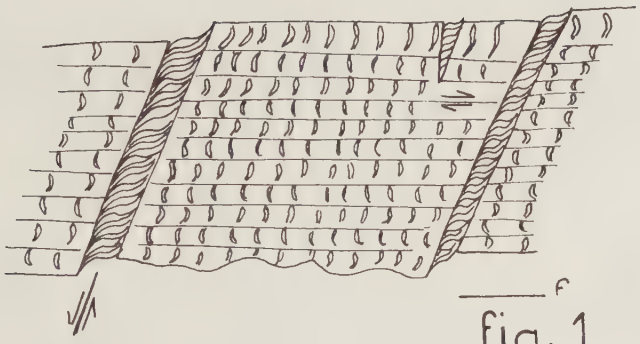


fig. 1

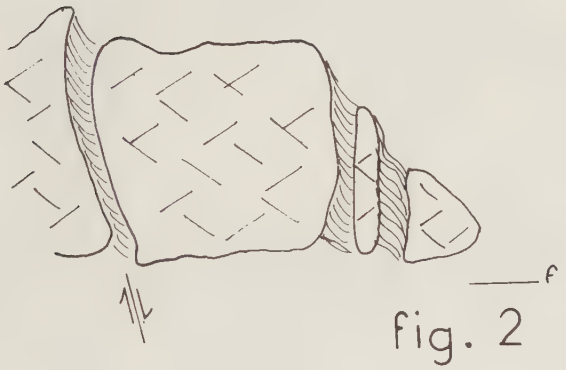


fig. 2

0 1mm

Pl. 37

fig. 3

Légende Pl. 37 : LES GNEISS OEILLES AMPHIBOLITIQUES

(lame NA 62 (P. Le FORT) : Bec du Canard)

fig. 1 : le feldspath potassique est débité par des fractures sénestres à l'intérieur desquelles les quartz et calcites néoformés sont disposés de manière sigmoïdale. Les perthites sont affectées par une fissuration de type "strain-slip cleavage" parallèles à la schistosité.

fig. 2 : cristal d'amphibole cassé et étiré.

fig. 3 : oeil polycristallin (quartz-plagioclase) cassé.

Légende Pl. 38 : LES BLASTOMYLONITES

fig. 1 : ocelle polycristallin constitué de quartz, de biotite et de plagioclase séricitisé (lame B 35 : blastomylonite gneissique). Cet ocelle est en partie formé de plaquettes de quartz brisées (Q_1 à Q_6). L'ocelle s'est constitué durant l'épisode mylonitique "alpin" donnant naissance à la schistosité "S_3".

fig. 2 : lame "B-M" : blastomylonite "basique" du lac du Plan (2 400 m). L'ocelle relictuel de hornblende brune altérée, moulé par les plaquettes de quartz, est fracturé : ces fractures se poursuivent sous forme de trainées d'oxydes dans la matrice de plagioclases granulés. Noter aussi l'ocelle relictuel de plagioclase antiperthitique.

fig. 3 : lame B 23 : blastomylonite leptynitique. Les restes de plaquettes de quartz (Q_1 à Q_8) et le plagioclase granulé sont débités par des fractures de cisaillement. Les petites muscovites incluses dans le feldspath potassique perthitique semblent être liées à la migmatisation.

fig. 4 : lame AU 54 (P. Le FORT) : blastomylonite gneissique de Saint-Christophe. Ocelle de plagioclase antiperthitique subissant une rotation synschisteuse ("S"). Noter les inclusions de biotites intimement associées aux "gouttelettes" potassiques de mouvement général sigmoïde (coulissement dextre).

Pl. 38

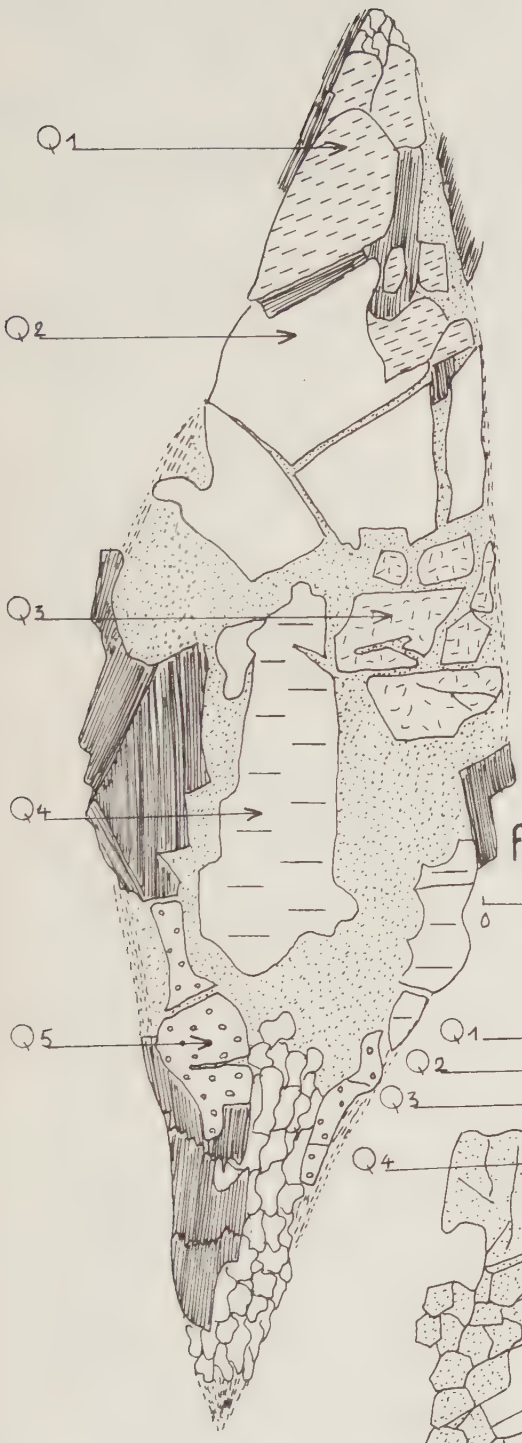


fig. 1

0 0,1mm

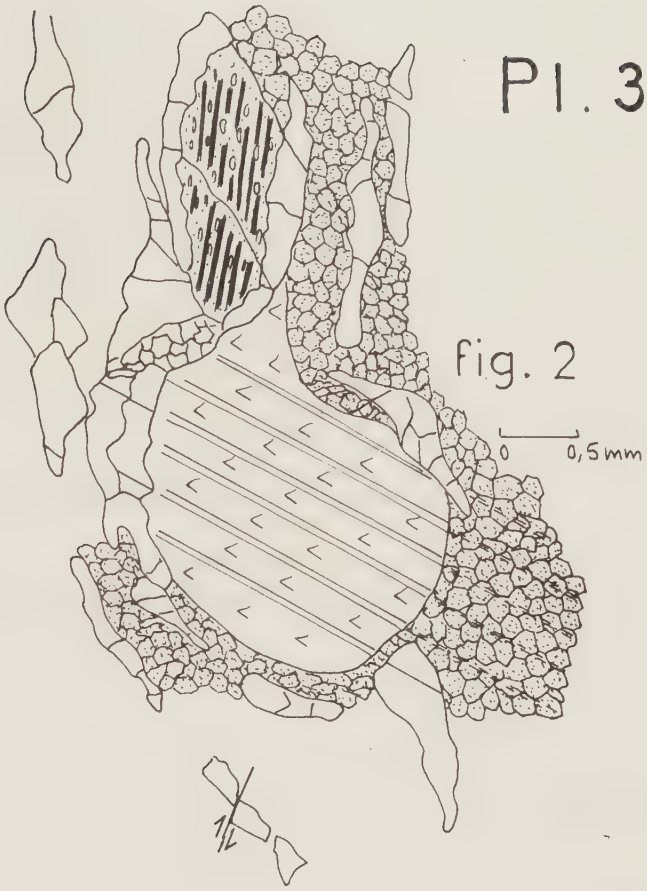


fig. 2

0 0,5mm

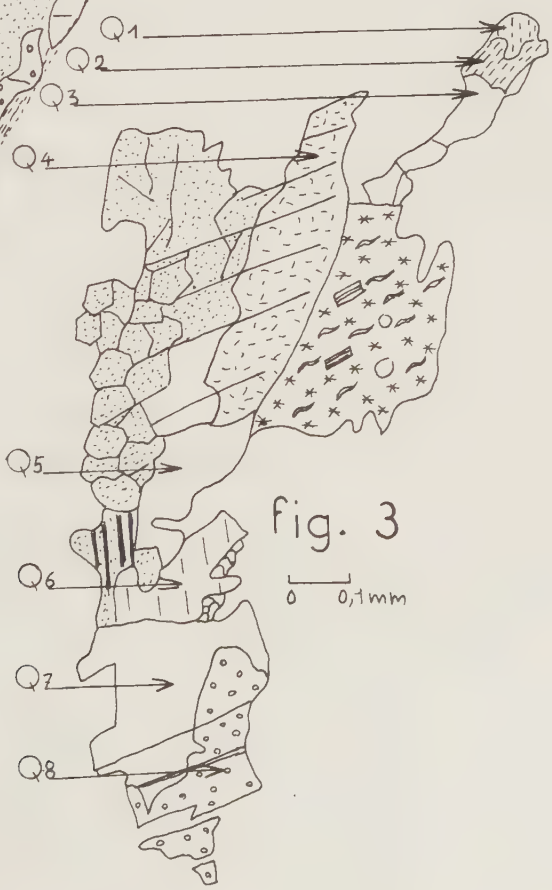


fig. 3

0 0,1mm

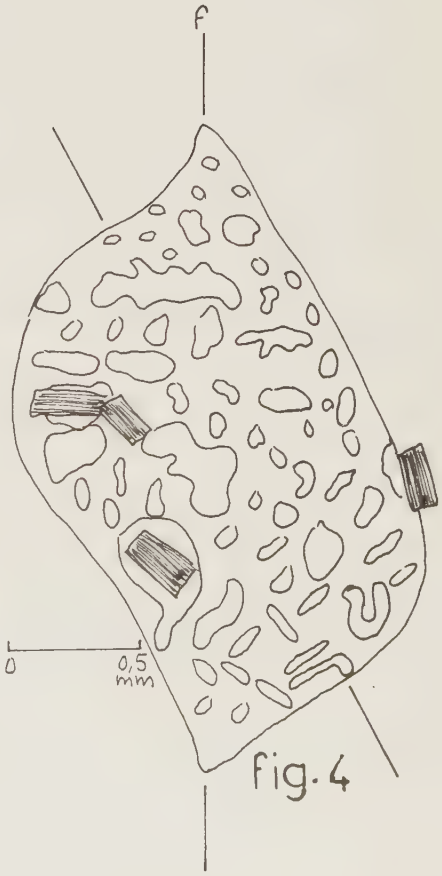


fig. 4

A partir de 9 mesures complètes effectuées dans le secteur du Plan-Jandri (limite nord de notre terrain), nous avons ainsi déterminé les directions suivantes (Pl. 25, fig. 7) :

- raccourcissement maximum Z : N 115, plongeant de 20° vers l'Ouest-Nord Ouest ;
- allongement moyen Y : N 38, plongeant de 45° vers le Nord Est ;
- allongement maximum X : N 20, plongeant de 60° vers le Sud-Sud Ouest[1].

La schistosité S_3 est dans ce secteur orientée N 20 à N 30, ce qui implique une direction N 110 à N 120 de l'axe Z. Nous en déduisons donc des directions principales de déformation identiques au cours :

- de la genèse de la schistosité S_3 ;
- de la mise en place des filons de quartz -épidote ;
- de la fracturation "alpine".

II. 6. 2. Grands décrochements et virgation

L'étude de terrain nous montre que les grandes virgations affectant le socle et couverture (schistosité S_3) sont liées à des décrochements d'amplitude régionale dont les directions sont environ N 40 (N 30 à N 60) et N 130 (N 120 à N 140) (cf. carte structurale).

- Les décrochements "N 40" décalent parfois les niveaux d'amphibolites ; ils sont dextres. Le plus important d'entre eux est le décrochement en relais Arias-Mariande-Plat de la Selle séparant nos deux grands domaines structuraux.

Il est remarquable de noter que les décrochements "N 40" peuvent parfois rapidement s'amortir : cela est le cas pour celui situé à l'Est de l'extrémité de l'affleurement sédimentaire du vallon de la Pisse.

La fracture peut même ne pas être visible : amincissement extrême des niveaux amphibolitiques et virgations de part et d'autre de la "flexure" dextre de la partie orientale du cirque de l'Alpe du Pin.

- Les décrochements "N 130" sont senestres. Ils sont moins spectaculaires que les précédents avec lesquels ils forment un système conjugué de fractures de cisaillement lié à un axe de raccourcissement maximum Z d'orientation est-ouest.

Une schistosité de fracture S_4 se développe souvent au niveau de ces grandes failles.

II. 6. 2. a. Virgations et coulissements

- Aspect macroscopique

La courbure et le sens de convexité de S_3 confirment les sens de décrochement (cf. carte structurale) : les virgations déterminent des coulissages en "pelures d'oignon" affectant S_3 ; ceux-ci sont dextres dans la moitié de virgation située au Sud Est de chaque décrochement "N 40", et senestres dans la moitié de virgation située au Nord Ouest.

---

1. J. P. GRATIER, 1973, a pu déterminer, par la même méthode, des directions X, Y et Z des déformations affectant le granite du Rochail, situé à l'Ouest du secteur du lac du Plan-Jandri. Ces directions sont analogues (communication orale).

Le sens de convexité est notamment confirmé par le sens de coulissement des stries des failles parallèles à la schistosité S_3 ou à la foliation générale.

A l'échelle de la roche, nous avons ainsi parfois noté le rejeu de la schistosité S_3, ou de la foliation, en fracture de cisaillement :

- obliquité (près de 30°) de quelques yeux subrectangulaires vis-à-vis de la schistosité des gneiss oeillés amphibolitiques ;

- obliquité (près de 20°) des amandes feldspathiques des migmatites amygdalaires au contact des lits micacés (épaisseur : 2 mm). Le cisaillement ne joue alors que dans les zones à lits quartzo-feldspathiques très épais (10 à 15 mm).

- Aspect microscopique

Le sens de coulissement déterminé par les décrochements générateurs des virgations se retrouve en lame mince ; il est dextre ou senestre selon la position structurale de l'échantillon prélevé.

Ce sens de coulissement est aisément identifiable d'après :
- le sens de rotation des cristaux (Pl. 39, fig. 4 ; Pl. 31, fig. 7) ;
- l'aspect sigmoïde des petits quartz syncinématiques (Pl. 31, fig. 4) ;
- le sens de torsion des macles de plagioclases (Pl. 33, fig. 1) ;
- le sens de torsion des clivages des biotites (Pl. 35, fig. 1) ;
- le sens de torsion des perthites des feldspaths potassiques (Pl. 38, fig. 1).

II. 6. 2. b. Virgation dysharmonique des terrains sédimentaires vis-à-vis du socle

Les grands décrochements "N 40" et "N 130" affectent aussi le sédimentaire. Nous avons en particulier noté la présence de failles de décrochement "N 40" au contact socle-sédimentaire en bordure du synclinal triaso-liasique de la Muzelle, situé à l'Ouest de notre terrain. Le sens de décrochement est alors senestre.

Le report, sur canevas de Wülff, des mesures de foliation et de schistosité de la partie du socle pelvousien étudiée nous permet de préciser la direction axiale des virgations : N 90, et leur plongement axial : 70° vers l'Ouest ou 70° vers l'Est (Pl. 25, fig. 1).

L'accès facile des terrains liasiques du synclinal de la Muzelle nous a permis d'effectuer des mesures de schistosité et de foliation du sédimentaire et du socle encaissant (migmatites).

La Pl. 25, fig. 2 nous permet de mettre en évidence :
- pour le socle (2) : une virgation de direction axiale N 90 et de plongement axial de 20° vers l'Est ;
- pour la couverture sédimentaire (1) : un axe de virgation également N 90 mais plongeant de 40° vers l'Est.

Les grands décrochements "N 40" et "N 130" déterminent donc, à la fois dans le socle et dans sa couverture sédimentaire, des virgations de même direction axiale, mais présentant une dysharmonie de plongement axial.

Légende Pl. 39 : FRACTURATION "ALPINE"

fig. 1 : aspect de la fracturation dans le secteur du Plat de la Selle. Prédominance de la fracturation nord-sud.

fig. 2 : fracturation "équante" dans les granites de La Bérarde.

fig. 3 : histogrammes des familles de fractures. Les familles de fractures sont les suivantes, de gauche à droite de chaque diagramme : 135°-153° ; 153°-171° ; 171°-9° ; 9°-27° ; 27°-45° ; 45°-63° ; 63°-81° ; 81°-99° ; 99°-117°; 117°-135°.

a/ "Gneiss" du secteur nord

Noter la très nette prédominance de la famille 171°-9°, contrôlée par :

- l'orientation de la foliation N 0 à N 30 ;
- le grand développement de la schistosité "S_3" orientée N 0 à N 30.

b/ "Gneiss"du secteur sud

La densité de fracturation est moins élevée que celle du groupe précédent. Deux familles de fractures s'individualisent :

"N 171- N 9" et "N 63-N 81". La famille "153°-171°" tend à relayer la famille "N-S" (contrôle de la foliation d'orientation N 150).

c/ Granites du secteur nord

Fracturation assez équante. Les "pics" correspondent aux familles 171°- 9° et 117°-135°.

d/ Granites du secteur sud

La densité de fracturation est plus importante que celle du groupe précédent. Les familles "117°-9°" et "81°-99° " prédominent.

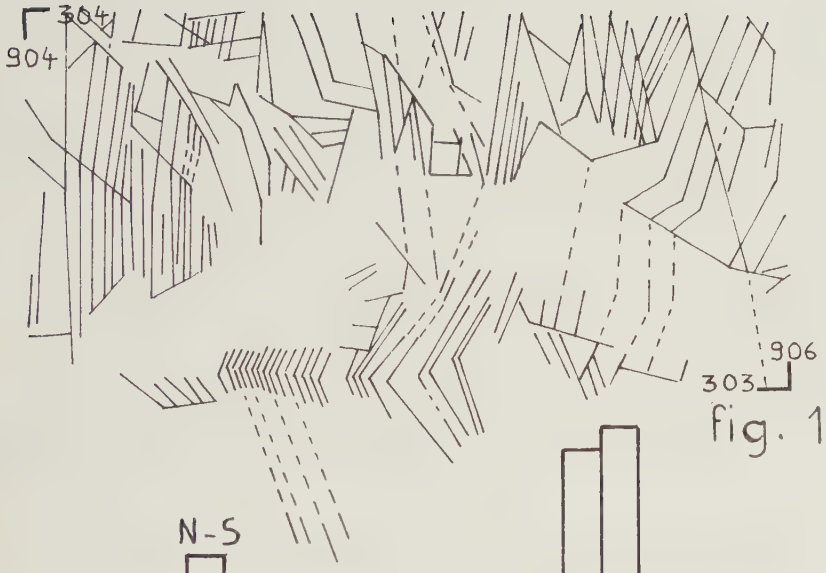


fig. 1

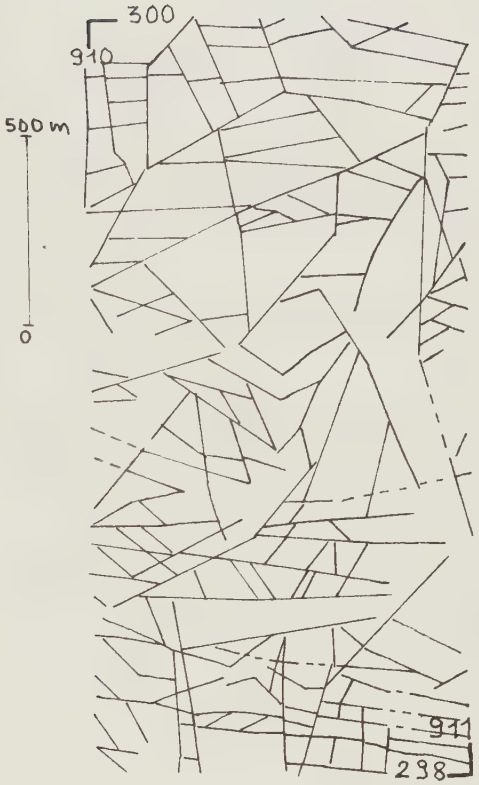


fig. 2

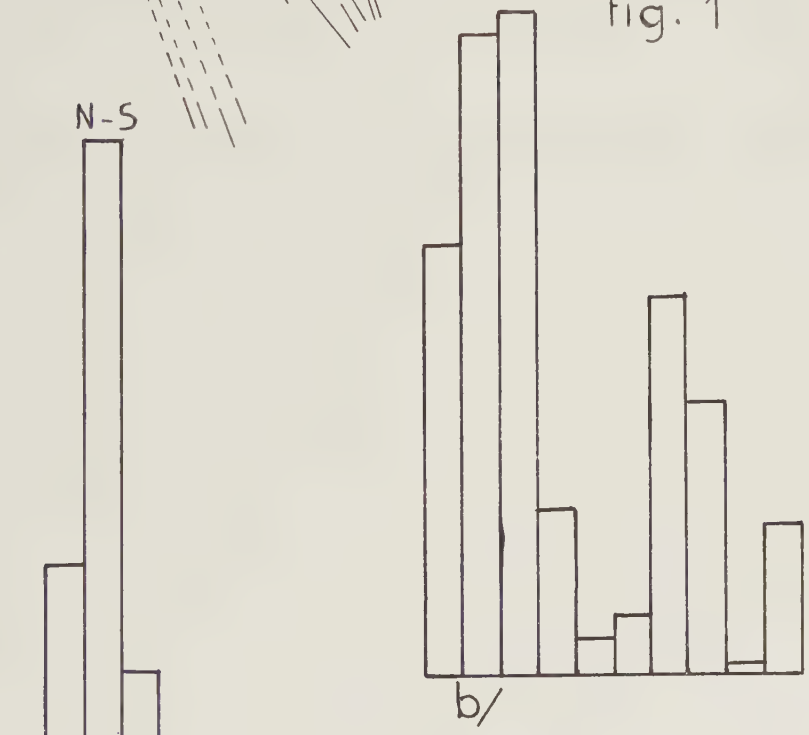
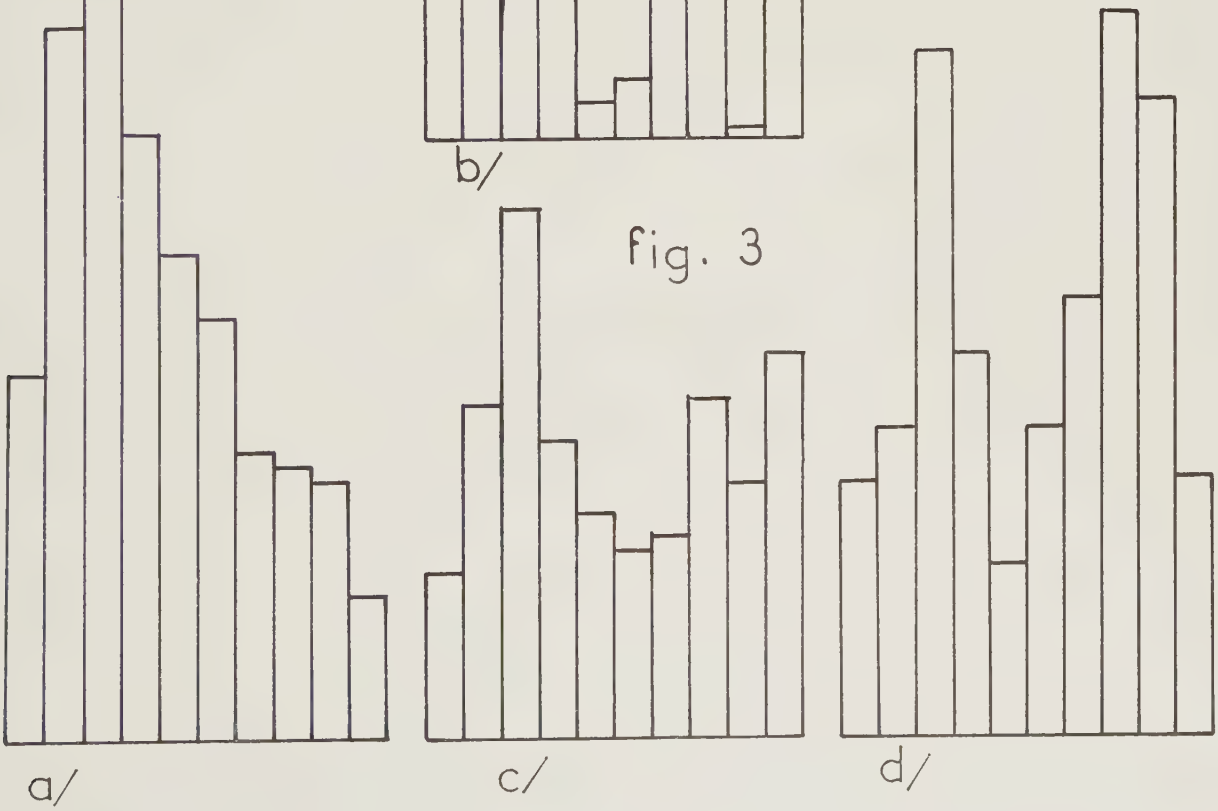


fig. 3



PI 39

11.6.3. La fracturation nord-sud

Un réseau dense de failles senestres d'orientation nord-sud[1] s'observe dans le vallon de la Selle (cf. carte structurale).

Une schistosité de fracture S_4, se développe souvent le long de ces failles. Celle-ci se marque aussi par une linéation micacée et chloriteuse très fine, reprenant la schistosité S_3, d'orientation N 20 à N 30, des faciès ocellaires.

II.7. "Kink-bands", chevrons et "strain-slip" affectant les fractures feuilletées

Des "kink-bands" lenticulaires (Pl. 28, fig. 1) ou des plis en chevrons (Pl. 29, fig. 3) s'observent localement dans des failles à schistosité de fracture S_4 ou $S_{4'}$.

La schistosité de fracture S_4, est tordue en crénulations décimétriques liées à un "strain-slip cleavage" d'axe de raccourcissement maximum Z d'orientation nord-sud.

1. cette fracturation semble être postérieure aux décrochements "N 40" et "N 130" mais peut-être guidée par ceux-ci.

CONCLUSION

I - CRISTALLISATIONS ET METAMORPHISMES.

Sur la planche 40 ont été indiquées les cristallisations successives au cours des principaux épisodes métamorphiques et magmatiques que nous rappelerons brièvement ci-après, par ordre chronologique :

I.1 - Le métamorphisme blastomylonitique ante-hercynien.

Il a affecté un matériel déjà cristallin dont les caractères pétrologiques et structuraux ne sont plus tous identifiables.

Il se matérialise par les phénomènes suivants :

- cataclase de minéraux relictuels (plagioclase antiperthitique, hornblende brune, grenat "pyrope", sillimanite prismatique, disthène),
- blastèse de plaquettes de quartz. Celles-ci soulignent la schistosité blastomylonitique, en contournant notamment les minéraux reliques,
- transformation de la biotite en sillimanite fibreuse,
- séricitisation et granulation des plagioclases.

Les conditions de ce métamorphisme blastomylonitique ont été estimées ainsi par A. PECHER, 1970 :

P_s = 6,5 à 8,5 kb

P_{H_2O} = 2 à 4 kb

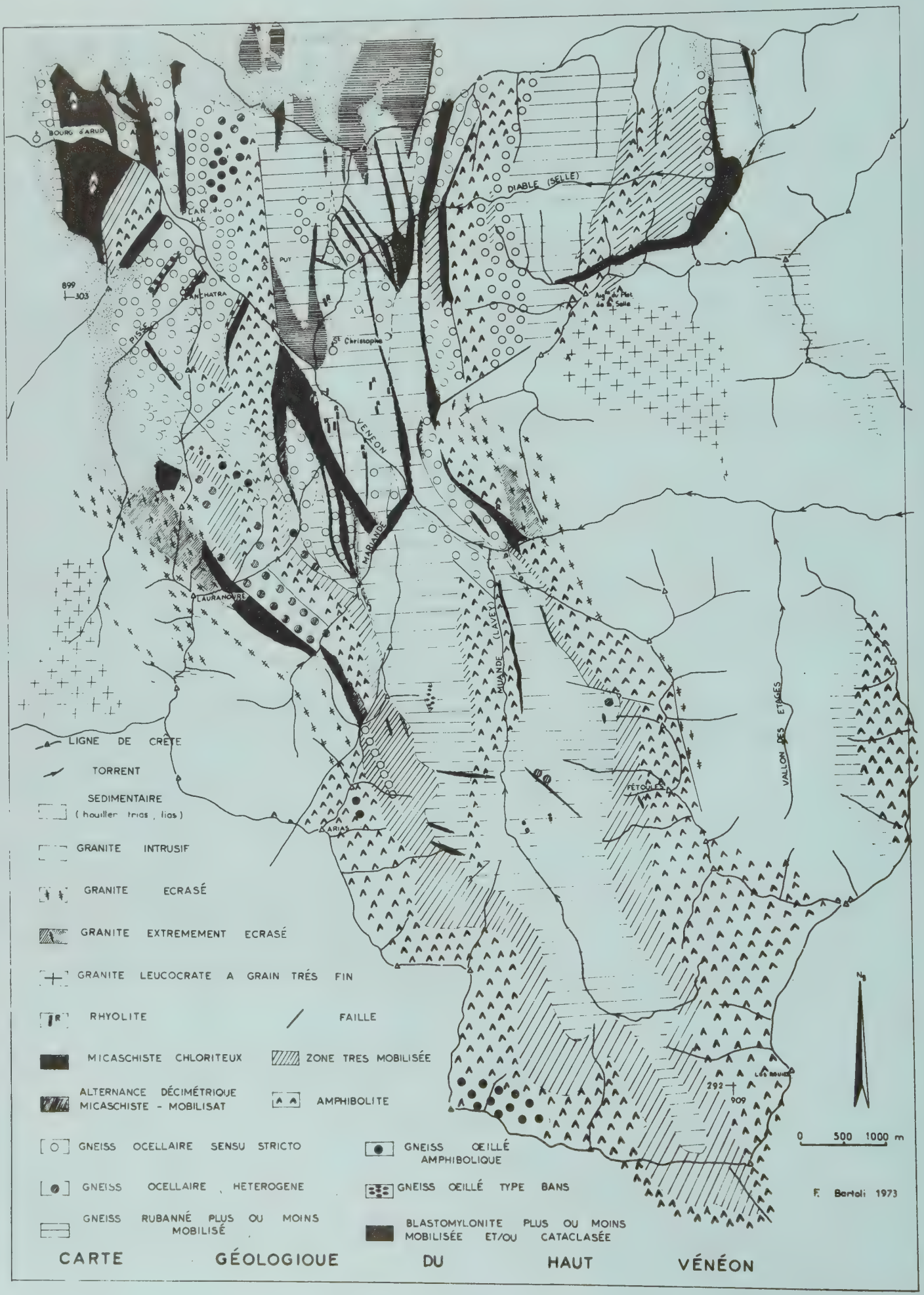
T = 600 à 650°C.

D'après le diagramme K/Na de B. MOINE et H. de LA ROCHE, 1968, les "blastomylonites gneissiques" tombent dans le domaine des pélites, tandis que les "blastomylonites leptynitiques" dériveraient d'arkoses. En fait cette dualité peut aussi évoquer un phénomène migmatitique ancien, antérieur à l'épisode blastomylonitique ; les faciès gneissiques correspondraient au paléosome, les faciès leptynitiques au mobilisat.

I.2 - Epanchements régionaux de laves basiques (futures amphibolites).

L'origine volcanique des amphibolites du Pelvoux a été démontrée par les études antérieures.

Nous avons mis en évidence l'antériorité de ces épanchements basiques par rapport à la foliation générale. Toutefois leur âge relatif n'est pas définitivement précisé : il est possible en effet qu'une partie, voire la totalité de ces épanchements soit antérieure non seulement à la foliation contemporaine du métamorphisme "principal", mais aussi à la blastomylonitisation.


BOURG d'ARUD
PLAN du LAC
LE PUY
899
303
PISSE
LANCHATRA
St Christophe
DIABLE (SELLE)
Aig. du Plat de la Selle
VENEON
MARIANDE
LAURANOURE
MUANDE (LAVEY)
VALLON DES ETAGES
FETOULES
ARIAS
292
909
LIGNE DE CRÊTE
TORRENT
SEDIMENTAIRE
(houiller trias , lias)
GRANITE INTRUSIF
GRANITE ECRASÉ
GRANITE EXTREMEMENT ECRASÉ
GRANITE LEUCOCRATE A GRAIN TRÉS FIN
RHYOLITE
FAILLE
MICASCHISTE CHLORITEUX
ZONE TRES MOBILISÉE
ALTERNANCE DÉCIMÉTRIQUE MICASCHISTE - MOBILISAT
AMPHIBOLITE
GNEISS OCELLAIRE SENSU STRICTO
GNEISS OEILLÉ AMPHIBOLIQUE
GNEISS OCELLAIRE HÉTEROGENE
GNEISS OEILLÉ TYPE BANS
GNEISS RUBANNÉ PLUS OU MOINS MOBILISÉ
BLASTOMYLONITE PLUS OU MOINS MOBILISÉE ET/OU CATACLASÉE
0 500 1000 m
F. Bertoli 1973
CARTE GÉOLOGIOUE DU HAUT VÉNÉON

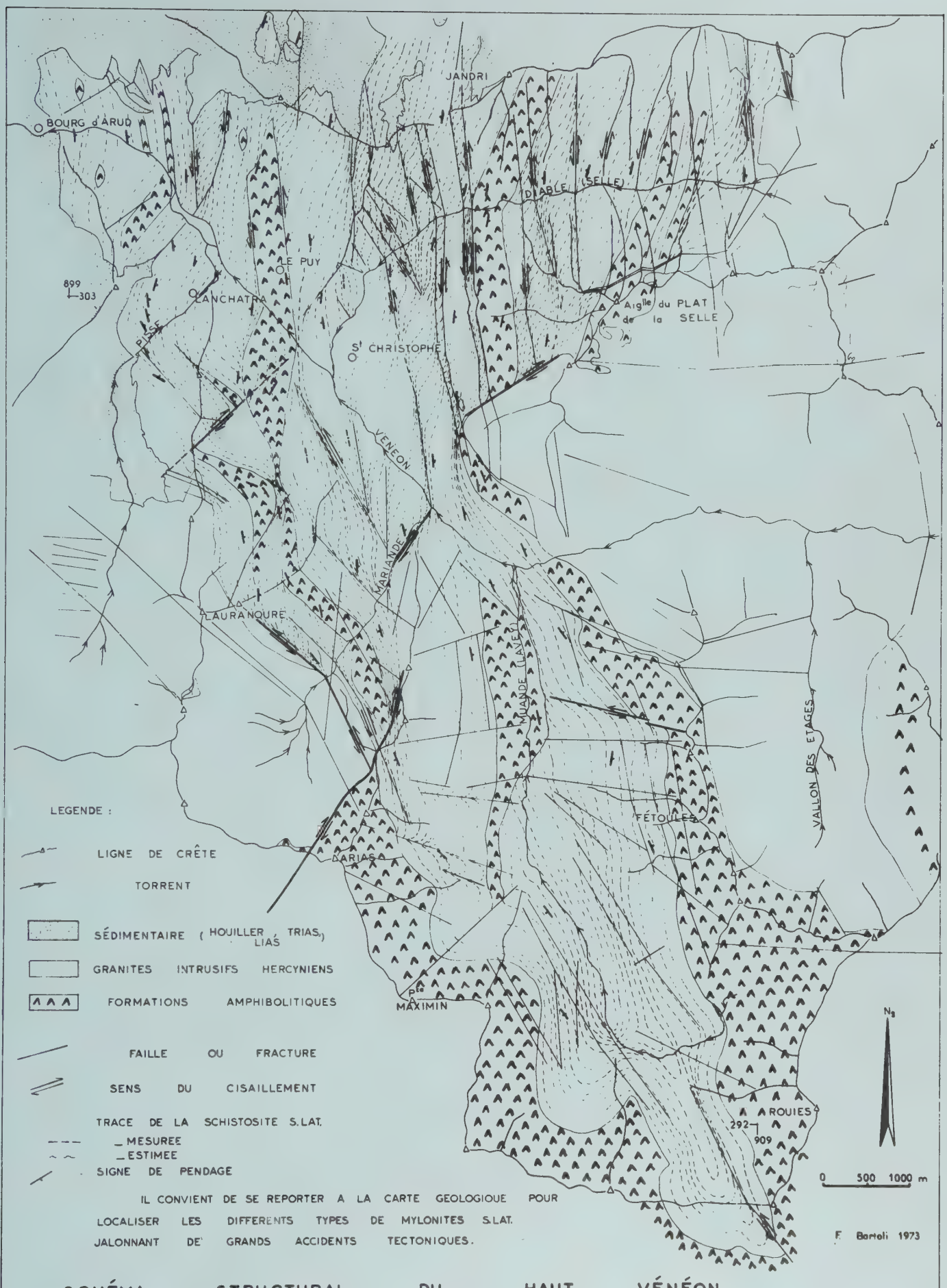


SCHÉMA STRUCTURAL DU HAUT VÉNÉON

Pl. 40

~ Minéral observé dans des formations analogues du massif du Pelvoux

Ainsi s'expliqueraient les "blastomylonites basiques" que nous avons trouvé au lac du Plan et les niveaux d'amphibolites à caractère blastomylonitique découverts dans le Nord du massif de Belledonne par Y. GROS (1973, communication personnelle) et dans le Pelvoux méridional par J. BIJU-DUVAL (1973, communication personnelle).

I. 3 - Métamorphisme régional "principal" et migmatisation associée.

Dans l'état actuel de nos connaissances sur cette partie des massifs cristallins externes, il n'est pas possible de dire si entre le métamorphisme blastomylonitique et le métamorphisme principal que nous allons étudier, un épisode sédimentaire a eu lieu ou non.

Toujours est-il qu'un métamorphisme général intense, accompagné d'une migmatisation, a eu lieu après le métamorphisme blastomylonitique (enclaves de blastomylonites dans des migmatites). Il est caractérisé par une paragenèse à biotite-grenat-sillimanite-cordiérite (faciès amphibolite supérieur).

Les études portant sur le chimisme de biotites, de couples biotite-grenat et de leurs roches-hôtes amènent à conclure à un équilibre cristallochimique lors de ce métamorphisme, équilibre déterminé par une "ambiance" thermodynamique stable dont les conditions approchées sont les suivantes :

$T = 660°C \pm 30°C$

$P_{H_2O} = 3,7$ à $6,1$ kb avec $P_s \quad P_{H_2O}$.

Ce domaine P_{H_2O}-T a été déduit par recoupements :

- du champ de stabilité des paragenèses observées,
- de la valeur de T déterminée au moyen du géothermomètre biotite-grenat de PERCHUK, 1969,
- des valeurs de P_{H_2O} et de T fonction de la teneur en manganèse du grenat, KRETZ, 1963,
- des valeurs de P_{H_2O} et de T déduites du chimisme des biotites, FROSE, 1970.

La migmatisation régionale associée à ce métamorphisme parait avoir comporté deux phases. La première aurait consisté en une simple différenciation métamorphique ; mais ses reliques sont très réduites. La seconde, la plus visible, se traduit notamment par la porphyroblastèse de biotites et de feldspaths potassiques.

L'intensité et l'extension de la mobilisation sont contrôlées par la plus ou moins grande abondance de l'eau disponible dans le paléosome et par sa concentration préférentielle à la base des niveaux d'amphibolites jouant le rôle d'écran, dans les charnières de plis et le long des zones de cisaillement.

Nous avons de plus noté la présence de phénomènes rétromorphiques, notamment chloritisation, en fin de mobilisation.

I. 4 - Filons rhyolitiques et granites intrusifs hercyniens.

Si les granites intrusifs hercyniens sont bien datés dans tout le massif du Pelvoux (270 à 320 Millions d'années : G. VIVIER, 1973, communication personnelle), la place des rhyolites du Haut Vénéon vis-à-vis de ceux-ci n'est pas toujours très claire : recoupant les migmatites, les rhyolites pourraient être soit antérieures soit postérieures aux granites. Aucun argument de terrain ne nous a permis de trancher pour l'une ou l'autre hypothèse.

Les granites sont suivis de leurs cortèges aplo-pegmatitiques, eux-mêmes recoupés par des lamprophyres[1].

I. 5 - Dépôts houillers, triasiques et liasiques.

Le Houiller est représenté par des schistes et quelques conglomérats, le Trias par des grès et quelques "cargneules", le Lias par des marnes. ; se reporter aux travaux de J. VERNET, 1965.

I. 6 - Le métamorphisme alpin.

Les formations ante-hercyniennes et hercyniennes du socle cristallin du Pelvoux, aux caractères tectoniques complexes, et avec des assemblages minéralogiques "hercyniens" dominants de faciès amphibolite supérieur, ont subi une importante rétromorphose pendant les événements alpins.

Cette rétromorphose se traduit par des paragenèses tout d'abord de faciès schistes verts supérieur (biotite brune, plagioclase granulé, chlorite, séricite, épidote) puis de faciès zéolite (pumpellyite-prehnite puis laumontite-analcime).

Le premier stade (faciès schistes verts supérieur) est contemporain de la schistosité "S_3" qui prend notamment une grande extension dans le domaine structural situé au Nord de l'important décrochement dextre "N 40" Arias-Mariande-Plat de la Selle. Les paragenèses traduisant ce métamorphisme apparaissent donc principalement dans les "gneiss ocellaires" et dans les "granites écrasés" qui affleurent largement dans ce domaine structural.

Le second stade à pumpellyite-prehnite affecte les grès du Champsaur, en bordure méridionale du massif du Pelvoux, dans des localités où ils sont datés de l'Oligocène supérieur ; il affecte aussi le socle dans des zones assez mylonitisées à l'alpin[2].

---

1 : Les lamprophyres recoupent les aplo-pegmatites mais ils pourraient soit encore faire partie du cortège granitique hercynien, soit déjà annoncer les épisodes volcaniques mesozoiques (spilites).

2 : d'après P. SALIOT, 1973, communication personnelle.

Un stade filonien à quartz-épidote-albite-prehnite suit cet épisode.

Enfin un stade à laumontite-analcime^2, difficile à mettre en évidence, clôt le métamorphisme alpin.

Par ailleurs, d'après l'indice de cristallinité des micas, les terrains liasiques (J. APRAHAMIAN, 1973, communication orale), les coulées spilitiques et les filons de lamprophyres du massif du Pelvoux (R. AUMAITRE, 1973, communication orale) ont subi ce métamorphisme alpin.

Ce métamorphisme alpin est identique à celui qui a affecté le massif Mont Blanc-Aiguilles Rouges. En effet, d'après J. BELLIERE, 1958 et J.F. von RAUMER, 1971, le métamorphisme alpin produit dans ce massif des paragenèses de faciès soit zéolithe (préhnite, pumpellyite, laumontite) soit schistes verts (biotite, grenat, stilpnomélane, chlorite, albite, épidote).

II - EVOLUTION TECTONIQUE.

Du point de vue tectonique, des déformations continues et discontinues précèdent, accompagnent ou suivent les divers événements métamorphiques et magmatiques que nous venons de résumer. L'axe de raccourcissement maximal Z de ces déformations est tantôt Est-Ouest tantôt Nord-Sud.

1- Nous noterons tout d'abord la superposition de trois phases, principales, de plis ante-mobilisat :

- plis isoclinaux P_1 d'axe Nord-Sud, à schistosité de plan axial S_1,
- plis ouverts P_2 d'axe Nord-Sud s'intégrant à de vastes plis P_2 d'amplitude régionale,
- plis P_3, peu marqués, d'axe Est-Ouest.

2- Ensuite, à l'"alpin", nous noterons particulièrement un grand bombement du socle du Pelvoux. Il se marque par la voussure régionale d'axe Est-Ouest plateau d'Emparis-Lavey méridionale.

Les structures préexistantes sont finalement déformées selon une grande virgation N 20 à N 150, d'amplitude régionale. Cette virgation se décompose dans certains secteurs en des suites de petites virgations, d'amplitude kilométrique, à concavité tournée alternativement vers l'Ouest ou vers l'Est ; elles sont liées à de grands décrochements : les uns dextres et orientés N 30 à N 60 ("N 40"), les autres senestres et orientés N 120 à N 140 ("N 130"). Toutes ces virgations affectent notamment la schistosité "post-liasique" qui s'est développée à la fois dans le sédimentaire pincé dans le socle (surtout le Lias) et le cristallin (principalement "gneiss ocellaires" et "granites écrasés").

Deux grands domaines structuraux ont été individualisés : ils sont schématiquement séparés par l'importante faille de décrochement en relais "N 40" Arias-Mariande-Plat de la Selle.

Le secteur septentrional est tectoniquement très perturbé : c'est une grande zone de faiblesse du socle (schistosité blastomylonitique ante-mobilisat, sédimentation triaso-liasique guidée par cette bande de socle écrasé, schistosité "post-liasique" des "gneiss ocellaires" et des "granites écrasés", décrochements "N 40" et "N 130" et virgations associées, failles senestres d'orientation

Nord-Sud).

Le secteur méridional en comparaison est "calme" : en particulier les plis ante-mobilisat et la concentration du mobilisat à la base des amphibolites sont encore aisèment identifiables.

3- D'autres grandes zones de faiblesse orientées Nord-Sud sont connues dans le massif du Pelvoux :

- grande bande de "blastomylonites" ante-mobilisat et de "gneiss ocellaires" du glacier Blanc, Pelvoux oriental (A. PECHER, 1973, communication orale),
- grande bande de "blastomylonites" ante-mobilisat de Peyre-Arguet (A. PECHER, 1970) et de "granite écrasé de Gioberney" (P. LE FORT, 1971),
- grande bande de "gneiss ocellaires" et de Lias de la Muzelle-Valjouffrey (P. GIBERGY, 1972, communication orale) et de Villar-Loubière (P. LE FORT, 1971). Il semble que cette bande soit :
  - . tordue selon une flexure dextre d'axe N 40 passant dans le lit de la Bonne (Valjouffrey),
  - . cassée et décalée de près d'un kilomètre par le prolongement du décrochement "N 40" Arias-Mariande-Plat de la Selle, ici senestre (Nord de Villar-Loubière, J. P. GRATIER, 1973, communication orale),
  - . tordue selon une flexure senestre à l'Ouest de l'Aiguille de Morges.

Les accidents majeurs orientés N 30 à N 60 présentent un sens de coulissement dextre dans le Nord du massif du Pelvoux (notamment dans le Haut Vénéon), et senestre dans le Sud. D'après P. VIALON, 1973, le coulissement serait d'abord senestre, puis dextre (communication orale).

Il est, de plus, interessant de noter l'antériorité à la sédimentation triaso-liasique de ces décrochements "N 40" qu'on peut considerer comme des structures "pérennes" du massif du Pelvoux.

Ainsi le synclinal triaso-liasique d'Ailefroide (Pelvoux oriental) est orienté N 40. Il est probable que la zone de faiblesse qui a guidé à cet endroit la sédimentation triaso-liasique était déjà orientée N 40. Par la suite, cette zone de faiblesse a rejoué : mylonitisation du Lias et du socle encaissant, décrochement (la position des granites de même nature de part et d'autre de ce dernier indiquerait un mouvement senestre : A. PECHER, 1973, communication orale).

Ces grands accidents "N 40" et "N 130" (cf. la grande faille "N 130" décalant la bordure du granite de Turbat-Lauranoure de près de deux kilomètres) semblent avoir aussi guidé la mise en place des granites hercyniens (axes d'allongement des batholites orientés en gros N 40 et N 130).

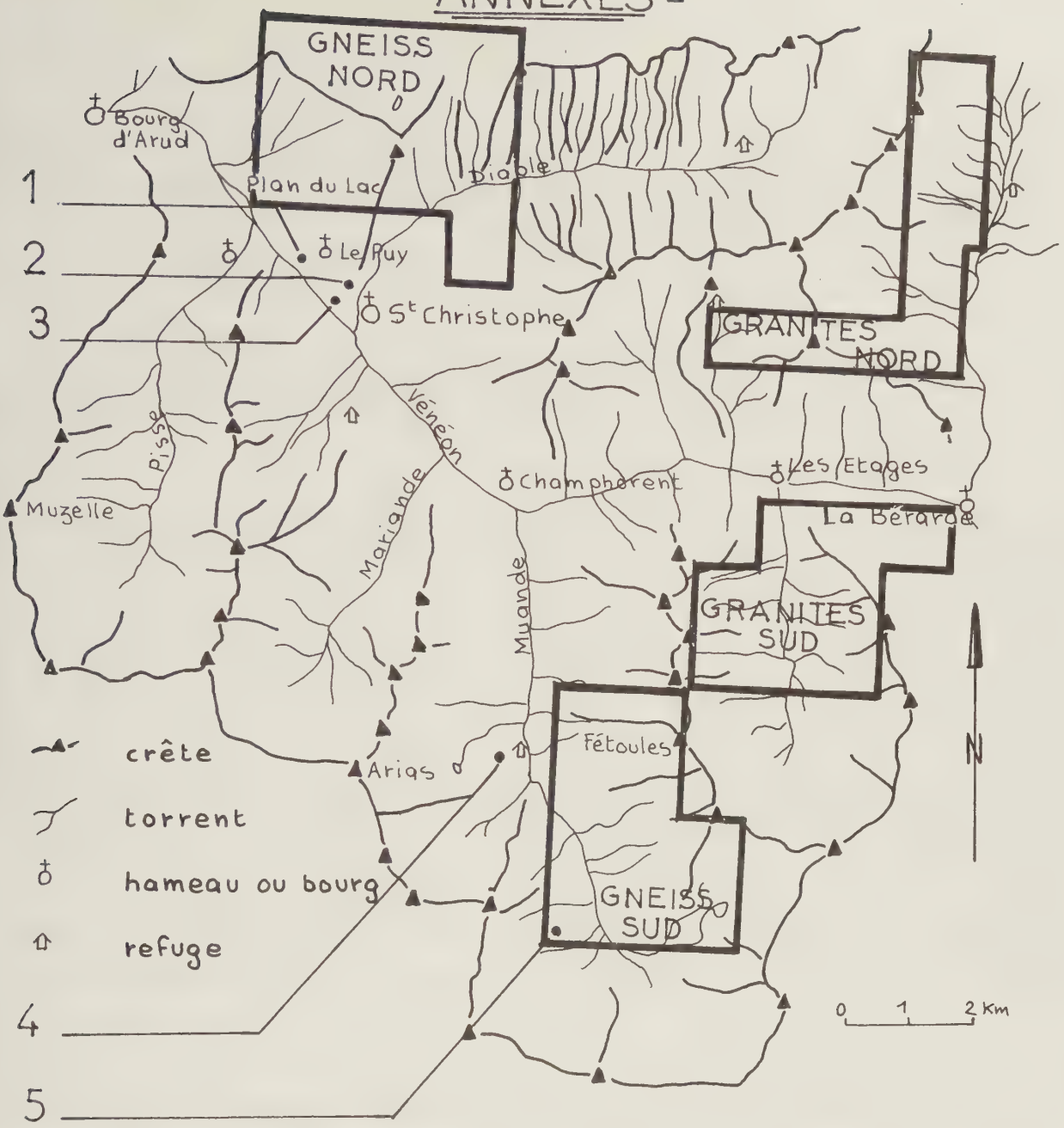
4- De grandes zones de faiblesse "pérennes" du socle se retrouvent également dans les autres massifs cristallins externes :

- Aiguilles Rouges septentrionales : "blastomylonites" ante-mobilisat ("gneiss de Cheserys de J. BELLIERE, 1958) et "gneiss ocellaires",

- Beaufortain (Nord du massif de Belledonne) : "blastomylonites" ante-mobilisat et "gneiss ocellaires" encaissant à l'Est le "synclinal médian" (Y. GROS, 1973, communication orale). Remarquons que les décrochements majeurs orientés généralement N 40 dans le Haut Vénéon (direction moyenne de la schistosité Nord-Sud) sont dans le Beaufortain N 60 alors que la schistosité régionale est N 30.

- Argentera : paléomylonites ante-mobilisat et mylonites "alpines" (MALARODA, 1966).

- ANNEXES -



LOCALISATION : _ DES 4 SECTEURS FRACTURÉS ÉTUDIÉS,

_ DES ÉCHANTILLONS GÉOCHRONOLOGIQUES.

* *	feldspath potassique		biotite
	plagioclase plus ou moins séricitisé	M	muscovite
	séricite	c	calcite
	grenat		quartz

ÉTUDE MICROSCOPIQUE : FIGURÉS UTILISÉS

. Chimisme des biotites et des grenats déterminé par absorption atomique à l'Ecole d'Electrochimie de Grenoble.

	Fe	Mg	Mn	n° d'analyse ou de lame de la roche-hôte
Biotite B_1	13, 7	5, 9	0, 1	800
Biotite B_2	16, 7	3, 6	0, 2	802
Biotite B_3	17, 2	4, 0	0, 2	803
Biotite B_4	8, 0	2, 7	0, 2	S 12
Grenat G_1	20, 2	2, 7	3, 7	800
Grenat G_2	25, 2	2, 1	3, 3	802
Grenat G_3	26, 7	1, 2	1, 6	803
Grenat G_4	20, 0	5, 4	1, 8	S 12

Géochronologie.

Echantillons	n°	Ages (Ma)	X	Y	Z
Blastomylonite gneissique	2	445 ± 15	902, 58	302, 66	1540
Amphibolite	4	494 ± 14	905, 24	295, 44	2000
- - (sphène)	-	509 ± 15	-	-	-
Migmatite	5	402 ± 13	906, 26	293, 08	2410

Ce sont des âges obtenus par la méthode "plomb total" sur trois zircons et un sphène.

nos des analyses :	798 (F01)	800 (F10)	802	803	814	804 (S10b)	805 (D03)	817 (E01)	816 (B33)	801	815 (B23)
SiO_2	55,60	62,70	69,50	58,85	74,45	58,80	69,50	63,10	65,80	74,10	72,20
Al_2O_3	15,95	15,70	15,30	17,25	13,15	17,40	15,20	16,00	15,70	13,30	14,70
Fe_2O_3	4,05	2,95	1,50	2,55	1,60	3,15	1,90	2,80	3,00	1,50	1,15
FeO	5,05	4,35	1,85	4,10	0,25	3,90	1,45	3,25	1,05	1,00	0,05
MgO	4,90	2,30	0,85	4,70	0,70	1,45	1,35	2,45	2,40	0,80	1,10
CaO	6,20	2,10	2,10	3,90	1,00	1,20	2,60	2,75	1,85	0,35	0,90
Na_2O	3,75	2,80	3,70	2,10	3,15	2,90	3,30	2,90	2,60	2,55	3,55
K_2O	2,60	3,65	2,65	3,45	4,10	3,80	2,40	2,65	5,90	4,60	4,15
TiO_2	1,05	1,05	0,30	0,95	0,10	1,00	0,45	0,80	0,45	0,40	0,05
P_2O_5	0,25	0,20	0,40	0,20	0,15	0,25	0,30	0,25	0,30	0,20	0,50
MnO	0,15	0,10	0,05	0,10	0,05	0,15	0,05	0,10	0,05	0,05	0,05
H_2O^+	1,10	1,35	1,05	1,55	0,40	2,95	1,15	2,25	1,65	1,00	0,90
H_2O^-	0,05	0,15	0,05	0,10	0,10	0	0	0,05	0	0	0,10
Total	100,70	99,40	99,30	99,80	99,20	99,95	99,65	99,35	100,75	99,85	99,45
X	905,24	904,25	903,54	906,26	906,26	905,08	907,03	905,94	901,28	902,58	904,46
Y	295,44	295,11	304,32	293,08	293,08	304,76	297,40	295,46	303,62	302,66	303,04
Z	2000	3000	1950	2410	2410	1940	2620	1880	1270	1540	2540

nos Lames	γ_1	γ_2	γ_3	R	G 02	D 06	B 28	B 29	S 11	S 15	E 04
X	905,08	905,34	905,34	901,60	901,57	906,02	900,41	900,07	904,61	908,10	906,22
Y	300,74	300,55	300,55	307,01	306,96	298,68	304,07	302,28	304,30	305,10	295,60
Z	2050	2030	2030	2400	2440	1970	1200	1630	1960	2390	2090

nos Lames	E B1	A 15	B 26	S 10b	S 13	E 03	E 07	F 02	S 10c	F 09	A 27
X	899,74	901,67	901,08	905,08	905,03	906,18	906,10	904,93	905,08	903,66	903,10
Y	307,50	300,30	305,30	304,76	304,40	296,24	292,09	295,18	304,76	296,88	297,99
Z	1100	2210	2015	1940	1990	2220	2580	2100	1940	2840	2250

nos Lames	A 32	"2"	"3"	F 08	E 08	E 02	F 07	"BM"	B 23	L 3	B 01
X	901,68	903,32	903,35	903,66	906,32	905,97	904,51	901,21	904,47	900,93	902,40
y	300,55	303,46	303,36	296,88	293,12	295,66	297,10	307,46	303,04	307,12	302,76
Z	2105	1810	1800	2840	2380	1940	2450	2300	2540	2330	1590

nos Lames	B 35	B 37	G 01	G 03	A 24	A 29	S 12	A 30	A 31	S 08	D 07
X	903,99	904,08	901,57	901,50	901,27	901,11	904,72	901,50	901,65	904,50	907,04
y	305,66	305,96	306,98	306,77	300,64	300,77	304,36	300,42	300,52	304,68	298,54
Z	2760	2800	2420	2490	2320	2420	1930	2250	2125	1890	2920

A3

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION

ALLIX (A.), 1929. - Un pays de haute montagne : l'Oisans. Etude géographique. A. Colin, Paris, 915 p.

GILLOT-BARBIERI (C.), BARBIERI (A.), VIALON (P.), 1970. - Le problème de l'âge des granites et des migmatites de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R.A.S., 270, série D, p. 596-599.

Le FORT (P.), BARBIERI (A.), GILLOT (C.) et al., 1969. - De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C. R. Ac. Sc., 268, série D, p. 2392-2395.

Le FORT (P.), PECHER (A.), 1971b.- Présentation d'un schéma structural du Haut Dauphiné cristallin. C. R. Ac. Sc.

PECHER (A.), VIALON (P.), 1970. - Présence de gneiss du "faciès granulite" dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C. R. Ac. Sc., 270, série D, p. 666-668.

PARTIE A : ANALYSE MINERALOGIQUE, PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE

GATES (R. M.), 1953. - Petrogenic significance of perthite. Geol. Soc. Amer. Mem., 52, p. 55-59.

LA ROCHE (H. de), 1964. - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sc. de la Terre, t. IX, n° 3, p. 293-337.

" " 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées orientales. Geol. Rdsch. Deutsch., 55, n° 2, p. 274-301.

" " 1968. - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude de formations métamorphiques et plutoniques. C. R. Ac. Sc., 267, série D, p. 39-42.

MOINE (B.), LA ROCHE (H. de), 1968. - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Ac. Sc., 267, série D, p. 2084-2087.

ROUBAULT (M.), FABRIES (J.), TOURET (J.) et al., 1963. - Détermination des minéraux des roches. Lamarre-Poinat, 365 p.

TRÖGER (W. E.), 1959. - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Ed. E. Scheveizerbart'sche, Stuttgart.

PARTIE B : ANALYSE DES CRISTALLOGENESES

ALBEE (A. L.), 1965. - Distribution of fe-Mg and Mn between garnet and biotite in naturel mineral assemblages. J. Geology, vol. 73, n° 1, p. 155-164.

ALTHAUS (E.), 1967. - The triple point andalusite-sillimanite-kyanite : an experimental and petrologic study. Contr. Min. and Petrology, 16, p. 29-44.

ANTHONIOZ (P. M.), 1971. - Les mylonites profondes. Etude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique. Sc. de la Terre t. XVI, n° 2, p. 109-155.

ATHERTON (M. P.), 1968. - The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. Contr. Min. and Petrology, 18, p. 347-371.

AUTRAN (A.), FONTEILLES (M.) et GUITARD (G.), 1972. - Le rôle de l'eau dans les roches catazonales des Pyrénées. Bull. Soc. Geol. France, 7e série, t. XII, n° 4, p. 698-731.

BARTH (T. F. W.), 1962. - Theoritical Petrology. London, Wiley.

BELLIERE (J.), 1967. - Le métamorphisme blastomylonitique, source possible de jus pegmatitique migrant. Ann. Soc. Geol. Belg. vol. 90 fasc. 1-3, p. 185-199.

" " 1971. - Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. Ann. Soc. Geol. Belg. t. 94, p. 249-263.

BUDDINGTON (A. F.), 1963. - Isograds and role of H_2O in métamorphic facies of orthogneiss of the Northwest Adirondack, New-York. Bull. Geol. Soc. Am. 74, p. 1155-1182.

BUTLER (B. C. M.), 1960. - The Moine Series of the Ardnamurchan district of Scotland. Ph. D, thesis, Cambridge University.

DEER (W. A.), HOWIE (R. A.) and ZUSSMANN (J.), 1965. - Rock forming minerals. John Wiley and Sons, vol. 1-4.

EUGSTER (H. P.), 1959. - Reduction and oxydation in metamorphism. Res. in Geochemistry (Abelson).

FONTEILLES (M.) et GUITARD (G.), 1968. - Le comportement de l'eau dans les roches métamorphiques catazonales des Pyrénées et son influence sur les associations minérales des paragneiss d'origine pélitique, en particulier des kinzigites. C. R. Ac. Sc. 267, série D, p. 1133-1135.

FROESE (E.), 1970. - Chemical petrology of some pelitic gneisses and migmatites from the Thor-Odin area, British Columbia. Canadian Journ. E. Sc., vol. 7, n° 1, p. 164-175.

HAYAMA ( ), 1959. - Some consideration on the colour of biotite and its relation to metamorphism. J. Geol. Soc. 65, p. 21-30.

HESS (P. C.), 1969. - The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. Contr. Min. and Petr. 24, p. 191-207.

HOUNSLOW (A. W.) and MOORE (J. M.), 1967. - Chemical Petrology of Grenville schists near Fernleigh, Ontario. J. Petrology, 8 , n° 1, p. 1-28.

KADIK (A. A.), 1971. - Heat effects of separation of water and melting of silicates in hydrous silicate melts at high pressures. Geochemistry, vol. 8, n° 2, p. 179-185.

KORJINSKII (D. S.), 1957. - Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses des minéraux. Moskva Izd. Akad. Nauk. Traduction B. R. G. M. n° 2294.

KRETZ (R.), 1959. - Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of South Western Quebec with emphasis in distribution of elements in coexisting minerals. J. Petrology 67, p. 371.

" " 1961. - Some applications of thermodynamics to co-existing minerals of variable composition. J. Geology 69, p. 361-387.

" " 1964. - Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec. J. Petrology 5, p. 1-20.

MACAUDIERE (J.) et TOURET (J.), 1969. - La fibrolitisation tectonique : un mécanisme possible de formation des gneiss nodulaires du Bamble (Norvège méridionale). Sc. de la Terre 14 , p. 199-214.

MEHNERT (K. R.), 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publ. Comp. Amsterdam , 393 p.

MUELLER (R. F.), 1961. - Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals. Geoch. and Cosmoch. Acta 25, p. 267.

PERCHUK (L. L.), 1969. - The biotite-garnet geothermometer. Trad. Dokladay. Akad. Nauk. S. S. S. R. 177, p. 131-134.

" " 1970. Equilibrium of biotite with garnet in metamorphic rocks. Geoch. International, vol. 7, n° 1, p. 157-179.

PERRY (K.), 1967. - Methods of petrologic calculation and the relationship between mineral and bulk chemical composition. Univ. Wyom. Contr. Geol. , 6, p. 5-38.

PITCHER (W. S.) and FLINN (G. W.) (editors), 1965. - Controls of metamorphism. Oliver and Boyd. Edimburgh and London.

POTY (B.), 1967. - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Thèse, Nancy. Sc. de la Terre, 1969, n° 17, 161 p.

POTY (B.), WEISBROD (A.), STALDER (H. A.), 1973. - Analyse microthermométrique des massifs du Pelvoux, du Mont-Blanc, de l'Aar, du Simplon et du Tessin. 1re réunion annuelle des Sc. de la Terre, p. 343.

ROUBAULT (M.) et LA ROCHE (H. de), 1972. - Gneiss, migmatites et granites dans le système Q-Or-Ab. Contr. to recent geoch. and anal. chemistry ; Nauka, Moscou, p. 182-194.

SALIOT (P.) et GUITARD (G.), 1970. - Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie. C. R. Ac. Sc., 271, série D, p. 8-11.

SAXENA (S.K.), 1968. - Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. Amer. Min., 53, p. 994-1014.

" " 1969. - Silicate solid solutions and geothermometry 3. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. Contr. Min. and Petr., 22, p. 259-267.

STURT (B.A.), 1962. - The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. J. Petrology, 3, p. 181-191.

THOMPSON (J.B.), 1955. - The thermodynamic basis for the mineral facies concept. Am. Journ. Sc., 253, p. 65-103.

" " 1957. - The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Am. Min. vol. 42, p. 843-858.

TOURET (J.), 1970. - Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. C.R. Ac. Sc., 271, série D, p. 2228-2231.

TURNER (F.J.) and VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill, New York, 694 p.

WINKLER (H.G.F.), 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2e ed. Springer-Verlag, New York.

PARTIE C : ANALYSE DES DEFORMATIONS

ANDERSON ( ), 1964. - Kink-bands and related geological structures. Nature, 202, p. 272-274.

ARNAUD (H.), 1971. - Le plateau du Glandasse : structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique du Vercors sud oriental. Geol. Alpine, t. 47.

ARTHAUD (F.), 1969. - Méthode de détermination graphique des directions d'allongement, de raccourcissement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. France, 7, n° 11, p. 729-737.

" " 1970. - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse Montpellier, 175 p.

ARTHAUD (F.), BARD (J.P.), CAPDEVILLA et al., 1973. - Décrochements tardi-hercyniens en Europe occidentale. 1re réunion annuelle des Sc. de la Terre, p. 50.

BELLIERE (J.), 1960. - Déformation plastique et déformation rupturelle. Congr. géol. intern. Copenhague, sect. 18, p. 257-260.

BERTHELSEN (A.), 1960a. - Structural studies in the Precambrian of Western Greenland, Geology of Tovqussap Nuna. Meddel. Grnl., n° 1, p. 13-223.

" " 1960b. - Structural contour maps applied in the analysis of double fold structures. Geol. Rdsch., 49, p. 459-466.

CARME (F.), 1970c. - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogenèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C.R. Ac. Sc., 271, série D, p. 1733-1736.

" " 1970 d. - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôles des décrochements. C.R. Ac. Sc., 271, série D, p. 2232-2235.

CHRISTIE (J.M.), 1960. - Mylonitic rocks of the Moine-Thrust zone in the Assynt région, North West Scotland. Trans. Edimburg Geol. Soc. vol. 18, p. 79-93.

COLLOMB (P.) et ELLENBERGER (F.), 1967. - La schistosité régionale, structure d'arêt de la déformation tectonique. C.R. Ac. Sc., 264, série D, p. 2970-2973.

DEWEY (J.F.), 1965. - Nature and origin of kink-bands. Tectonophysics, Nederl. t. 1, n° 6, p. 459-494.

ELLIOT ( ), 1968. - Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. J. Geology, 76, p. 171-190.

GAMOND (J.F.), 1972. - Les plis coniques : analyse théorique et implications mécaniques. Thèse 3e cycle, Grenoble, 111 p.

GROLIER (J.) et VIALON (P.), 1964. - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, n° 6, p. 309-321.

KUENEN (Ph. D.), 1966. - Origin of ptygmatic features. Tectonophysics, Nederl. v. 6 n° 2, p. 143-158.

LATOUCHE (L.), 1972. - Les tectoniques superposées dans la région des Gour Oumelalen (Nord Est de l'Ahagaar, Algérie). C. R. Ac. Sc. t. 275, série D, p. 899-902.

LAWRENCE (R.D.), 1971. - Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars. G.S. Amer. vol. 81, n° 8, p. 2507-2512.

MALARODA (R.), 1966. - Mylonites et paléomylonites dans le massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). Atti Acad. nazion. Lincei, R.C. Cl. Sc. fis. mat. nat., Ital., 41, série 8, p. 155-162.

MATTE (Ph.), 1967. - Les kink-bands : exemple de déformation tardive dans l'Hercynien du Nord Ouest de l'Espagne. Tectonophysics, Nederl., vol. 7 n° 4, p. 309-322.

MISCH (P.), 1971. - Porphyroblasts and crystallization force : some textural criteria. G.S. Amer., vol. 82 n° 1, p. 245-252.

RAMBERG (H.), 1959. - Evolution of ptygmatic folding. Norsk. Geol., t. 39, p. 99-151.

" " 1955. - Natural and experimental boudinage and pinch and swells structure. J. Geol. U.S.A., 63, p. 512-526.

RAMSAY (J.G.), 1967. - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568 p.

RAMSAY (J.G.) and GRAHAM (R.H.), 1967. - Strain variation in shear belts. Canadian Journ. E. Sc., vol. 7, p. 786-813.

SPRY (A.), 1969. - Metamorphic textures. Pergamon Press, London, 295 p.

STAUFFER (M.R.), 1969. - Deformation textures in tectonites. Canadian Journ. E. Sc., vol. 7, p. 498-511.

VERNET (J.), 1970. - Une hypothèse sur l'origine de la courbure des Alpes occidentales. Geol. Alpine, vol. 46, p. 201-204.

VIALON (P.), 1973. - Les déformations superposées des bordures du sillon subalpin entre la région de Grenoble et le seuil de Megève. 1re réunion annuelle des Sc. de la Terre, p. 412.

WILSON (G.), 1961. - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Soc. Geol. Belg., t. 84, p. 423-548.

ZWART (H.J.), 1960. - Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession. Geol. en Mijnbouw, 39, p. 163-180.

" " 1963. - Some exemples of the relations between deformations and metamorphism from the Central Pyrénées. Geol. en Mijnbouw, 42, p. 143-154.

ETUDES REGIONALES

ANTHONIOZ (F.M.), 1969. - Etude pétrographique et structurale des complexes de Morais et de Bragança (Nord Est du Portugal). Thèse, Poitiers.

BARD (J.P.), 1969. - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Thése, Monpellier. Arch. orig. Centre Doc. C.N.R.S. n° 2948, 398 p.

BELLAIR (P.), 1948. - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. Le Haut Massif. Mém carte géol. Fr., 355 p.

BELLIERE (J.), 1958. - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). Thèse. Mém. Soc. géol. Belg., 81, fasc. 1, 198 p.

BORDET (C.), 1961. - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. Serv. Carte géol. Fr., 218 p.

BRON (F.), 1970. - Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du lac Isodore (Quebec). Thèse 3e cycle, Grenoble.

CAPDEVILLA (R.), 1969. - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Nord Ouest de l'Espagne). Thèse, Montpellier ; arch. orig. Centre Doc. C.N.R.S. n° 2949, 430 p.

EHRSTRÖM (C.E.), 1972. - Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse, Grenoble.

GILLOT-BARBIERI (C.). - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3e cycle, Grenoble, 130 p.

HOUCHMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central). Thèse Ingénieur-Docteur, Grenoble.

JOHNSON (M.R.W.) and STEWART (F.H.) (editors), 1966. - The British Caledonides. Oliver and Boyd, Edinburgh.

KRUMMENACHER (D.), BORDET (P.), Le FORT (P.), 1965. - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques (problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques). Bull. Soc. Suisse Min. Pétr., 45, p. 855-874.

LACOMBE (J.C.), 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3e cycle, Grenoble, 110 p.

LAURENT (R.) et CHESSEX (R.), 1968. - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Ecl. Geol. Helv., 61, n° 1, p. 1-18.

LAURENT (R.), 1968. - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie, France). Thèse, Genève.

Le FORT (F.), 1071. - Géologie du Haut Dauphiné. Thèse, Nancy, 4 vol. Arch. Centre Doc. C.N.R.S. n° AO 5301.

MICHEL (R.), 1953. - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Thèse, Clermont-Ferrand, Sc. de la Terre 1, n° 3-4, 287 p.

OZOCAK (R.), 1965. - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse 3e cycle, Grenoble, 58 p.

PECHER (A.), 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3e cycle, Grenoble.

TOURET (J.), 1969. - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse, Nancy.

VERNET (J.), 1965. - La zone Pelvoux-Argentera. Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes Occidentales. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 60, n° 275.

VIALON (P.), 1966. - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes Cottiennes internes italiennes). Thèse, Grenoble n° AO 1095.

VON RAUMER (J.F.), 1971. - Das Mont Blanc massiv Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 51, 1, p. 193-225.

WEISBROD (A.), 1970. - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse, Nancy, 4 vol.

ERRATA

Abstract : ligne 3 : lire "eastern Pelvoux" au lieu de "western Pelvoux" ;

lire "wrench faults" au lieu de "decrochement faults" ;

p. 16, ligne 4 : Pl. 36 au lieu de Pl. 35 ;

ligne 32 : lire "TOURET, 1969" ;

p. 18, ligne 9 : Pl. 3' au lieu de Pl. 24 ;

ligne 13 : Pl. 27 au lieu de Pl. 30 ;

ligne 25 : Pl. 4 au lieu de Pl. 5 ;

ligne 36 : Pl. 36 au lieu de Pl. 35 ;

Légende Pl. 5, fig. 3, p. 19 : lire "haute rive gauche de la Mariande" ;

p. 20, ligne 29 : Pl. 5 au lieu de Pl. 15 ;

p. 22, ligne 10 : Pl. 27 au lieu de Pl. 30 ;

ligne 11 : Pl. 23, fig. 2 au lieu de Pl. 25, fig. 21 ;

p. 25, ligne 44 : Pl. 23 au lieu de Pl. 25 ;

p. 28, ligne 13 : lire Ng C ;

ligne 32 : Pl. 26, fig. 7 au lieu de Pl. 27, fig. 5 ;

p. 32, ligne 19 : lire "grenat : 0,5 %" ;

ligne 37 : lire "les gneiss ocellaires ne sont pas plissés, mais sont parfois situés dans les plans axiaux des petits plis en chevrons affectant les migmatites." ;

p. 35, ligne 18 : Pl. 35 au lieu de Pl. 41 ;

ligne 32 : Pl. 36 au lieu de Pl. 42 ;

p. 36, ligne 5 : lire "du fait de la chloritisation des biotites" ;

ligne 39 : lire "affecte" ;

p. 53, ligne 17 : fig. 1 au lieu de fig. 2 ;

p. 57, ligne 9 : Pl. 19 au lieu de Pl. 9 ;

p. 61, ligne 28 : lire "POLKANOV" ;

p. 69, ligne 29 : Pl. 35 au lieu de Pl. 41 ;

p. 72, ligne 7 : lire "S_3" ;

p. 75, ligne 25 : Pl. 21 au lieu de Pl. 20 ;
bas de la page : suite p. 78 ;

p. 76, bas de page : lire "note infrapaginale, suite de la page 75" ;

p. 78, ligne 11 : lire "Pl. 23, fig. 5" ;

p. 109, lignes 15 et 16 : Pl. 38 au lieu de Pl. 39 ; Pl. 32 au lieu de Pl. 31 ;

ligne 19 : Pl. 37 au lieu de Pl. 38 ;

p. 117, ligne 21 : lire $P_s \quad P_{H_2O}$;

Les figurés des dessins de lames minces sont explicités en annexes.

Vu,
Grenoble, le
le Président de la thèse

P. GIRAUD

Vu, et permis d'imprimer,
Grenoble, le
le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF